



Etude pétrologique et expérimentale des chondrites CV-CK et conditions du métamorphisme des astéroïdes carbonés

Noël Chaumard

► To cite this version:

Noël Chaumard. Etude pétrologique et expérimentale des chondrites CV-CK et conditions du métamorphisme des astéroïdes carbonés. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2012. Français. NNT : 2012CLF22226 . tel-00719574

HAL Id: tel-00719574

<https://theses.hal.science/tel-00719574>

Submitted on 20 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'Ordre : D.U. 2226

UNIVERSITE BLAISE PASCAL – CLERMONT-FERRAND II

U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N°711

THESE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Pétrologie Expérimentale

Par

Noël CHAUMARD

Titulaire du Master II Recherche

Spécialité « Magmas et Volcans »

Etude pétrologique et expérimentale des chondrites CV-CK et conditions du métamorphisme des astéroïdes carbonés

Soutenue publiquement le 17 février 2012, devant la commission d'examen composée de :

Provost Ariel	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Président du jury
Greenwood Richard	Professeur, Open University, Milton Keynes	Rapporteur
Gounelle Matthieu	Professeur, MNHN, Paris	Rapporteur
Gattacceca Jérôme	Chargé de Recherche, CEREGE, Aix-en-Provence	Examineur
Devouard Bertrand	Maître de Conférence, LMV, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Zanda Brigitte	Maître de Conférence, MNHN, Paris	Invité

Etude pétrologique et expérimentale des chondrites CV-CK et conditions du métamorphisme des astéroïdes carbonés

Les chondrites carbonées (CCs) sont des objets primitifs accrétés lors de la formation du Système Solaire. Composées en grande partie de chondres, de matrice et d'inclusions réfractaires, elles ont enregistré les hétérogénéités chimiques, isotopiques et minéralogiques de la nébuleuse solaire. Contrairement aux autres classes de chondrites, la grande majorité des CCs sont primitives (types pétrologiques 1 à 3). Elles n'ont donc pas subi de métamorphisme important sur leur corps parent. Toutefois, un groupe de CCs, les CKs, montre un métamorphisme thermique intense (types pétrologiques 4 à 6). Ces chondrites sont caractérisées par des matrices recristallisées, des olivines équilibrées à $\sim\text{Fa}_{31}$, un degré d'oxydation important (olivines riches en NiO, rapport métal/magnétite proche de zéro), des teneurs en éléments réfractaires lithophiles intermédiaires aux CVs et aux COs, ou encore des compositions isotopiques en oxygène se situant dans le champ défini par les CVs et les COs.

Les CKs ont été peu étudiées jusqu'au début des années 90, car peu nombreuses (seulement 210 classifiées au 6 décembre 2011) et de petite taille (masse médiane $\sim 33,5\text{g}$). Leurs compositions isotopiques et chimiques laissent supposer l'existence d'un lien génétique avec les CV3. Les découvertes récentes de nouvelles CKs depuis 1990, et notamment de CK3 par le biais de collectes systématiques au Sahara et en Antarctique, permettent l'étude détaillée de l'évolution métamorphique des CKs, notamment à la transition 3–4. Ce travail a pour but de caractériser les conditions dans lesquelles s'est déroulé cet épisode métamorphique, et grâce à l'observation de plusieurs CK3–4, d'étudier la relation CV-CK.

La caractérisation détaillée de l'évolution métamorphique de 19 CKs dont 5 CK3 a permis de confirmer que les différences observées entre les divers composants chondritiques (abondance, minéralogie, texture) des CVs et des CKs peuvent être expliquées par un épisode thermique secondaire de HT-BP ($\sim 300\text{--}650^\circ\text{C}$) en conditions oxydantes ($\sim\text{NNO}$). De plus, l'analyse de profils de diffusions dans les chondres des CKs indique des durées de métamorphisme intermédiaires à celles communément invoquées pour du choc (de quelques secondes à quelques jours) et pour la désintégration d'éléments à courte durée de vie (plusieurs millions d'années).

Une série d'expériences réalisées en four 1 atmosphère avec contrôle de la fugacité d'oxygène nous a permis de reproduire les textures caractéristiques des CKs et d'obtenir une teneur en fer d'équilibre des olivines des CVs, valeur proche de celle mesurée dans les CKs. Cela semble donc confirmer que les CKs sont des CVs rééquilibrées. Par conséquent, la classification actuelle de ces chondrites en deux groupes distincts devrait être modifiée afin de rendre compte de l'existence de cette série métamorphique CV-CK continue.

Nous proposons de considérer le chauffage radiatif comme cause possible du métamorphisme des CKs. Un modèle numérique nous a permis de confirmer que des météoroïdes carbonés avec des périhélies situés entre 0,07 et 0,15 UA peuvent être chauffés à des températures pouvant aller jusqu'à 780°C . Les tailles pré-atmosphériques estimées pour les CV-CK (de quelques centimètres à 2,5 mètres) sont compatibles avec ce type de processus. La fragmentation d'un corps parent homogène de type CV (possiblement l'astéroïde à l'origine de la famille d'Eos) pourrait former des météoroïdes qui, sous l'effet de phénomènes de résonances, seraient redirigés vers l'intérieur du Système Solaire et pourraient ainsi être métamorphisés par chauffage radiatif. Ce type de processus thermique secondaire n'étant efficace que pour de petits fragments d'astéroïdes, il ne doit pas être considéré comme un processus corps-parent *stricto sensu*.

Mots clés : Chondrites carbonées, Pétrologie, Métamorphisme, Météoroïde, Chaleur radiative

Petrological and experimental study of CV-CK chondrites and conditions of metamorphism in carbonaceous asteroids

Carbonaceous chondrites (CCs) are primitive objects accreted during the earliest stage of the Solar System formation. Mainly composed of chondrules, matrix and refractory inclusions, CCs recorded chemical, isotopic and mineralogical heterogeneities of the solar nebula. Unlike other chondrite classes, most CCs are primitive (petrologic types 1 to 3), i.e., they have not been affected by thermal parent-body processes. However, CK chondrites suffered an intense metamorphism (petrologic types 4 to 6). The CK group is characterized by recrystallized matrices, equilibrated olivines ($\sim\text{Fa}_{31}$), a high level of oxidation (Ni-rich olivines, metal/magnetite ratio close to zero), low contents of refractory inclusions, refractory lithophile abundances intermediate between CV and CO groups, and oxygen isotope compositions overlapping the CV and CO groups.

CKs have been poorly studied until the 1990's, in part due to the small number of classified samples (210 as of December 6th, 2011), and their small masses (median mass $\sim 33.5\text{g}$). Isotopic and major element compositions support a genetic link with CV3s. Since 1990, recent discoveries of CKs, in particular of CK3s recovered by systematic Antarctic and Saharan collects, allow a detailed study of the CK metamorphic evolution, especially at the 3–4 transition. The objective of this study is the characterization of the conditions of metamorphism of CKs, and through analyses of several CK3–4 samples, the study of the CV-CK relationship.

The detailed characterization of the metamorphic evolution of 19 CKs, including 5 CK3, confirms that observed differences between chondritic components in CVs and CKs (abundance, mineralogy, texture) can be explained by a secondary HT-BP thermal process ($\sim 300\text{--}650^\circ\text{C}$) under oxidizing conditions ($\sim\text{NNO}$). Moreover, durations of metamorphism obtained by the analysis of diffusion profiles in CK chondrules are intermediate between those commonly admitted for shock (few seconds to several days) and for short-lived radionuclides decay (several million years).

An experimental study, using a 1-atmosphere furnace with controlled oxygen fugacity, provides additional arguments for the CV-CK relationship. We reproduced characteristic CK textures and obtained olivine iron contents of equilibrated CVs close to those measured in CKs. These experiments confirm that CKs can be considered as reequilibrated CVs. Thus, the current classification of CVs and CKs in two distinct groups should be modified in order to account for the existence of the CV-CK continuous metamorphic series from type 3 to 6.

We propose to consider radiative heating as a possible cause of metamorphism for CKs. Numerical thermal modeling indicates that carbonaceous meteoroids with low perihelia (between 0.07 and 0.15 AU) can be heated at temperatures up to 780°C . Pre-atmospheric sizes estimated for CVs and CKs (from a few centimeters to 2.5 meters) support this thermal process. Fragmentation of an homogeneous CV-type parent body (possibly the parent asteroid at the origin of the Eos family) could be the source of meteoroids which, due to resonances, move toward the Sun and thus be metamorphosed by radiative heating. This secondary thermal process, affecting only small asteroid fragments, should not be considered as a parent-body process in the sense that it did not occur on the asteroid before its disruption.

Key-words: Carbonaceous chondrites, Petrology, Metamorphism, Meteoroid, Radiative heating

“What the...? Aw, we’ve come out of hyperspace into a meteor shower. Some kind of asteroid collision. It’s not on any of the charts.”

*Han Solo,
A long time ago in a galaxy far, far away...*

Remerciements

Et voilà, on y arrive... La fin de 3 années de thèse, de 5 ans passés au LMV, de presque 10 ans de vie clermontoise... et un Brennus ! La fin d'une ère quoi ! Je tiens donc à remercier ici toutes les personnes qui ont fait, de près ou de loin, ce que je suis aujourd'hui.

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur de thèse Bertrand Devouard. Merci de m'avoir transmis ta passion (elle était déjà un peu là quand même...) pour les météorites et pour tout ce qui se passe au-dessus de nos têtes. Je pense que sans toi, ces 3 années n'auraient pas été si belles car travailler n'était que plaisir, chaque journée devenant plus excitante que la précédente tant le sujet de ma thèse était passionnant. Merci de m'avoir guidé durant 5 ans, depuis mon TER jusqu'à aujourd'hui. Tes conseils, ton investissement, ta disponibilité... Merci aussi de m'avoir permis de découvrir et de maîtriser, du moins j'ose l'espérer, un certain nombre de techniques analytiques ; je pense notamment au MEB dont l'utilisation « en routine » en fait ma machine favorite. Et le MET, ça y est, j'ai enfin pu commencer à l'amadouer ! Quel plaisir d'enfiler sa polaire et de passer des heures dans le noir ! J'ai vraiment passé de très bons moments sous ta direction, et sache que ce sont tes enseignements qui m'ont donné l'envie d'enseigner mais aussi de voir la cristallographie sous un angle plus sexy !

Je tiens ensuite à remercier les membres du jury, sans qui ce travail n'aurait jamais été évalué et n'aurait donc que peu de valeur... Que vous puissiez juger de la valeur scientifique de mon travail est une grande satisfaction. En effet, cela signifie pour moi qu'il suscite l'intérêt et la curiosité de personnes dont la production scientifique m'enthousiasme et me motive pour le futur ; atteindre votre rigueur scientifique et la qualité du travail qui en découle est mon objectif premier.

Je souhaite également remercier Brigitte Zanda, ma « co-directrice non officielle », qui m'a fait partager ses connaissances impressionnantes sur les météorites. Ton aide et tes nombreux conseils m'ont été systématiquement bénéfiques. Mine de rien, j'ai quand même passé un bon nombre d'heures au Muséum ! Encore merci pour tout.

Cette étude aurait été moins complète sans le prêt de nombreux échantillons, que ce soit de la part du muséum ou par le biais de prêts personnels. Je suis donc particulièrement reconnaissant envers Michèle Denise, Frédéric Bérout et Christophe Boucher (TNZ 057), Philippe Thomas (NWA 4425) et Noboru Nakamura (Kobe).

Au cours de cette thèse, j'ai eu la chance de travailler avec de nombreuses personnes pour des collaborations diverses et variées. Je tiens donc à remercier Ariel Provost, Marco Delbo, Alessandro Morbidelli, Emeline Charon, Jean-Noël Rouzaud, Richard Greenwood, Audrey Bouvier et Manuel Muñoz.

Merci à Jean-Luc Devidal et Jean-Marc Hénot, respectivement pour l'utilisation de la microsonde électronique et du MEB. J'ai appris beaucoup de chose avec vous. Jean-Luc, tu te rends compte, ils ont commencé depuis une semaine et ils sont là avant moi au labo !

Merci aussi à toutes les personnes du LMV. Je pense notamment à Nico, Pierre Boivin, Frank Pointud, Ken Koga et Jean-Luc Piro.

Je tiens aussi à remercier tous les thésards, en particulier Julia, Seb et Aurélien, même promo même combat ! Je pense aussi à tous ceux avec qui j'ai partagé le bureau 32A Sud, par ordre d'apparition : Mathieu, Aude, Célia, Marco, Kim notre kiwi nationale, Ahmed, Aurélien (encore toi !), Pierre, Julien, Akhmad et Max. Et bien sûr tous les autres...Yann, Anaïs, Bikett, Giacomo il siciliano, Lydie, Hanika, Baptiste, Marion, Sarah, Audrey, Wu, Fanny... Je pense aussi à tous les bons moments de Licence et de Master passés en stages de terrains avec Joris, Julien, Guillaume, Romain, Thomas, l'Ancien, Victor, Nathalie, Bastien, Cécile, Elsa, le Belge... Et surtout un gros Big Up à toi Guillaume, heureusement que tu as quitté ta Picardie pour venir faire un petit tour en Auvergne !

Je voudrais aussi remercier mes amis. Ils ne sont pas nombreux mais comme on dit, ce n'est pas la quantité qui compte mais la qualité ! Et de ce côté là, il n'y a pas de soucis !!! Que de bons souvenir depuis tous ce temps. Pierre, Greg Bouet dit le « Web », Anne, Ju, le Doud, Philou, Diane, Val, je vous embrasse tous très fort.

Je pense aussi très fort à toute ma belle famille. Leïla la parisienne, Jean Marie l'artiste, Michaël le fan de l'OM, Anne la tête en l'air (on est deux !), et bien évidemment Charlotte, alias Ninou, qui est aussi belle qu'adorable !

Je pense aussi à mes grands parents que j'aime très fort. A Remo, Raija, à mon parrain sans qui je n'aurais peut-être jamais eu la chance de découvrir le monde universitaire, de travailler sur des sujets aussi passionnants...

Matthieu, Bastien, quelle chance j'ai de vous avoir comme frangins, vous êtes géniaux et je vous aime très fort. Continuez comme ça, vous avez tout pour vous. L'intelligence, la classe... Mais bon, je crois que c'est de famille ça non ?!

Maintenant, je voudrais plus que tout remercier mes parents et leur dire combien je les aime. Vous m'avez tout appris, tout donné et toujours soutenu. Je sais que sans vous je n'aurais jamais fait tout ça. Merci pour tout.

Enfin, comment ne pas terminer ces remerciements avec la personne la plus importante à mes yeux, sans qui tout aurait été différent. Ma tite chérie... Les mots sont durs à trouver tant tu m'apportes au quotidien. Ta force et ton abnégation m'ont permis de tenir bon jusqu'au bout. Je t'aime plus que tout...

TABLE DES MATIERES

Introduction générale	1
Cadre scientifique : pourquoi étudier les chondrites ?	1
Objectifs scientifiques.....	2
Structure de l'exposé.....	3
I. Les chondrites, des roches complexes	5
I.I. Les chondrites : témoins de l'histoire du Système Solaire primitif	5
I.I.1. Chondrites et classifications	5
I.I.2. Les différents types de composants chondritiques.....	6
I.I.2.1. Les inclusions réfractaires.....	8
I.I.2.1.a. <i>Calcium, aluminum-rich inclusions (CAIs)</i>	8
I.I.2.1.a.i. <i>Les inclusions de type A</i>	11
I.I.2.1.a.ii. <i>Les inclusions de type B</i>	11
I.I.2.1.a.iii. <i>Les inclusions de type C</i>	11
I.I.2.1.a.iv. <i>« Wark-Lovering rims »</i>	11
I.I.2.1.b. <i>Amoeboid olivine aggregates (AOAs)</i>	12
I.I.2.2. Les chondres.....	12
I.I.2.3. La matrice.....	15
I.I.2.4. Les inclusions sombres.....	16
I.I.3. Compositions chimiques des chondrites	17
I.I.4. Etat d'oxydation du fer et fugacité d'oxygène.....	19
I.I.5. Compositions isotopiques de l'oxygène.....	21
I.II. Histoire post-accrétion des chondrites : processus astéroïdaux	25
I.II.1. Types pétrologiques	25
I.II.2. Accrétion chaude vs. accrétion froide.....	30
I.II.3. Modèles de corps parents des chondrites	31
I.II.4. Degré de choc	32
I.II.5. Altération aqueuse	33
I.II.5.1. Arguments en faveur d'un processus d'altération nébulaire	34
I.II.5.2. Arguments en faveur d'un processus d'altération corps-parent	34
I.III. Altération terrestre.....	35
I.IV. Sources de chaleur dans le Système Solaire primitif : origines et conséquences sur l'évolution des corps parents des chondrites carbonées	36
I.IV.1. Sources de chaleur dans le Système Solaire primitif.....	38
I.IV.1.1. Chaleur d'accrétion ou de collision	39
I.IV.1.2. Désintégration des isotopes à courte durée de vie	40
I.IV.1.2.a. <i>Aluminium-26</i>	40
I.IV.1.2.b. <i>Fer-60</i>	42
I.IV.1.3. Induction magnétique	43
I.IV.1.4. Evènements de type FU-Orionis.....	45
I.IV.2. Les CKs, unique groupe de chondrites carbonées métamorphiques	45
I.IV.2.1. Des chondrites rares et peu étudiées.....	45
I.IV.2.2. Caractéristiques pétrologiques et texturales des CKs.....	47
I.IV.2.3. Arguments en faveur de l'existence d'une possible série métamorphique continue CV-CK.....	51

II. Echantillons et techniques analytiques.....	53
II.I. Echantillons.....	53
II.II. Techniques analytiques	56
II.II.1. Microscopie optique	56
II.II.2. Microscopie à balayage.....	57
II.II.2.1. Mosaïques BSE	58
II.II.3. Analyses chimiques quantitatives.....	58
II.II.3.1. Microsonde électronique	58
II.II.3.2. Quantification des analyses EDS	61
II.II.4. Spectrométrie Raman.....	63
II.II.5. ICP-MS à ablation laser	69
II.II.6. Microscopie électronique en transmission.....	70
II.II.7. Calcul des tailles moyennes des olivines matricielles	71
II.II.8. Analyse d'image et calcul des abondances des différents objets chondritiques ...	72
III. Etude pétrologique et texturale des matrices, des chondres et des CAIs.....	77
III.I. Les matrices des CVs et des CKs	78
III.I.1. Abondances modales de matrice	78
III.I.1.1. Dans les CVs	78
III.I.1.2. Dans les CKs	78
III.I.2. Textures et minéralogie.....	80
III.I.2.1. Dans les CVs	80
III.I.2.2. Dans les CKs	83
III.I.2.2.a. Tailles de grains.....	83
III.I.2.2.b. Textures des olivines.....	87
III.I.2.2.c. Cartographie EBSD	89
III.I.2.3. Matrices particulières.....	90
III.I.2.3.a. La matrice « léopard » de NWA 5737 (CV3).....	90
III.I.2.3.b. Les matrices riches en plagioclase de NWA 5733 (CK4) et de Maralinga (CK4).....	90
III.I.2.3.c. Les matrices clastiques de Karoonda (CK4) et de NWA 765 (CK4/5).....	91
III.I.3. Compositions des olivines.....	92
III.I.4. Compositions des plagioclases.....	97
III.I.5. Les magnétites	99
III.I.6. Les sulfures	103
III.I.7. Caractérisation de la matière carbonée	105
III.I.8. Discussion	108
III.I.8.1. Représentativité des abondances modales de matrices.....	108
III.I.8.2. Evolution chimique et texturale des matrices des CKs	110
III.I.8.3. Origine des textures des olivines matricielles des CKs	112
III.I.8.4. Formation des magnétites.....	114
III.I.8.5. Origine des sulfures et fugacité de soufre	116
III.I.8.6. Les textures matricielles particulières de Karoonda, NWA 765, Maralinga et NWA 5733	118
III.I.8.7. Maturation de la MC dans les CKs	120
III.II. Les chondres.....	122
III.II.1. Abondances modales de chondres.....	122
III.II.1.1. Dans les CVs.....	122
III.II.1.2. Dans les CKs.....	123
III.II.2. Théorie.....	124
III.II.2.1. Rappels sur la diffusion.....	125
III.II.2.2. Le modèle de placage	125
III.II.2.3. Le modèle tamponné	126

III.II.2.4. Coefficient de diffusion du fer dans l'olivine	126
III.II.2.5. Les couples temps-température	129
III.II.3. Application aux olivines des chondres non équilibrés	129
III.II.3.1. Choix des olivines	129
III.II.3.2. Ajustement des profils de diffusion	132
III.II.3.3. Les couples temps-température dans les CKs	135
III.III. Les CAIs dans les CKs	138
III.III.1. Abondances modales de CAIs	139
III.III.1.1. Dans les CVs	139
III.III.1.2. Dans les CKs	143
III.III.2. Textures et minéralogie	144
III.III.2.1. Le plagioclase	144
III.III.2.2. Le pyroxène calcique	148
III.III.2.3. La fassaite	150
III.III.2.4. Le pyroxène pauvre en calcium	151
III.III.2.5. La rhönite	152
III.III.2.6. Le spinelle	152
III.III.2.7. Le grossulaire	154
III.III.2.8. L'olivine	156
III.III.2.9. La magnétite	156
III.III.2.10. Autres phases mineures	157
III.III.3. Compositions en terres rares	160
III.III.3.1. REEs dans les fassaites	161
III.III.3.2. REEs dans le grossulaire	161
III.III.3.3. REEs dans l'anorthite	162
III.III.3.4. REEs dans le pyroxène calcique	163
III.III.4. Analyses isotopiques Al-Mg	164
III.III.5. Discussion	167
III.III.5.1. Représentativité des abondances modales de CAIs	167
III.III.5.2. Processus nébulaires	168
III.III.5.3. Altération aqueuse	169
III.III.5.4. Métamorphisme thermique	171
III.III.5.4.a. CAIs à grains fins	171
III.III.5.4.b. CAIs à gros grains	171
III.III.5.5. Classification des CAI des CKs et comparaison aux CAIs des CVs	173
III.III.5.6. Résultats préliminaires des analyses isotopiques Al-Mg	175

IV. Etude du chauffage radiatif comme source de chaleur à l'origine du métamorphisme des chondrites carbonées CK177

IV.I. Arguments pour un nouveau processus thermique	177
IV.II. Modèle et paramètres	179
IV.II.1. Modélisation thermique	179
IV.II.2. Paramètres	183
IV.II.2.1. Albédo	183
IV.II.2.2. Emissivité thermique	184
IV.II.2.3. Flux solaire	184
IV.II.2.4. Chaleur spécifique	184
IV.II.2.5. Densités et porosité	185
IV.II.2.6. Conductivité thermique	186
IV.II.2.7. Inertie thermique	187
IV.II.2.8. Paramètres orbitaux et dynamiques	188
IV.III. Résultats	189
IV.III.1. Températures de surface	189
IV.III.2. Diffusion de la température en profondeur	190

IV.IV. Discussion	194
IV.IV.1. Dépendance du modèle aux paramètres critiques.....	194
IV.IV.2. Comparaison entre les températures de métamorphisme des CVs et des CKs et celles atteintes par chauffage radiatif	196
IV.IV.3. Taille des chondrites CVs et CKs.....	197
IV.IV.4. Un processus dynamiquement réaliste ?	199
IV.V. Conclusions	201
V. Expérimentation à haute température et basse pression (HT-BP)	205
V.I. Méthodes et conditions expérimentales	206
V.I.1. Four 1 atmosphère	206
V.I.2. Charges expérimentales	207
V.I.3. Conditions temps-température- f_{O_2}	209
V.I.3.1. Températures du métamorphisme des CKs dans la littérature	209
V.I.3.2. Estimation de la température et de la fugacité d'oxygène des CKs.....	210
V.I.3.3. Conditions expérimentales	212
V.II. Résultats.....	214
V.II.1. Textures et minéralogie des matrices	214
V.II.2. Equilibration chimique de l'olivine.....	218
V.II.3. Pyroxènes.....	221
V.II.4. Feldspaths	223
V.II.5. Oxydes et sulfures	225
V.II.6. Matière carbonée	229
V.II.7. Diffusion du fer dans les chondres	231
V.III. Discussion	233
V.III.1. Evolution texturale	233
V.III.2. Reproduction des textures vésiculées des olivines matricielles des CKs et des inclusions de magnétite.....	234
V.III.3. Recristallisation d'olivine dans les chondres : implications sur l'analyse des profils de diffusion.....	235
V.III.4. Réactions minéralogiques durant le métamorphisme thermique d'Allende.....	236
V.III.5. Evolution du degré d'organisation de la matière carbonée	238
V.III.6. Compositions chimiques des olivines et des magnétites : rôle de la f_{O_2} et de la f_{S_2}	239
V.III.6.1. Teneurs en fer des olivines	239
V.III.6.2. Teneurs en NiO des olivines.....	240
V.III.6.3. Compositions des magnétites : comparaison avec les CKs.....	242
VI. Relations CV-CK et modèle d'évolution astéroïdale.....	245
VI.I. CV-CK : une classification judicieuse ?	245
VI.I.1. Biais de classification	245
VI.I.2. Les CKs : un groupe pas si homogène que cela.....	247
VI.II. Caractéristiques des CKs : conséquences du métamorphisme thermique d'un précurseur de type CV	248
VI.II.1. Abondances modales des différents composants chondritiques	248
VI.II.2. Evolution chimique et texturale des matrices.....	250
VI.II.3. Métamorphisme des CAIs	254

VI.III. Conditions du métamorphisme thermique des CKs.....	254
VI.III.1. Un épisode thermique en présence de fluide ?	254
VI.III.2. Conditions temps-température du métamorphisme	258
VI.IV. Un nouveau processus thermique secondaire à l'origine de la série métamorphique CV-CK.....	262
VI.IV.1. Une série métamorphique continue CV-CK	262
VI.IV.2. Un nouveau modèle d'évolution thermique.....	265
VI.IV.3. Un épisode métamorphique tardif ?.....	271
Conclusion.....	273
Références bibliographiques	275
Annexes	307
Annexe 1 – Description des météorites classifiées durant ce travail (Meteoritical Bulletin, no. 97, MAPS 45, 449-493 (2010)).	307
Annexe 2 – Protocole analytique d'analyse quantitative EDS (avec le système SPIRIT de PGT)	311
Annexe 3 – Analyses microsonde des standards d'olivine et de diopside utilisés pour les calibrations des analyses quantitatives EDS.....	313
Annexe 4 – « Radiative heating of carbonaceous near-Earth objects as a cause of thermal metamorphism for CK chondrites », article publié dans la revue Icarus. http://dx.doi.org.biblioplanets.gate.inist.fr/10.1016/j.icarus.2012.04.016	315

Introduction générale

Cadre scientifique : pourquoi étudier les chondrites ?

La connaissance des premiers stades de la formation de notre Système Solaire s'appuie sur l'étude des processus physico-chimiques qui ont eu lieu au sein même de la nébuleuse solaire. Pour cela, quatre approches complémentaires sont utilisées, (1) l'observation de systèmes stellaires naissants, de nuages de gaz et autres pépinières d'étoiles, (2) la modélisation numérique de l'évolution dynamique du Système Solaire, (3) l'analyse d'échantillons rapportés par le biais de missions spatiales comme Apollo (échantillons lunaires), Stardust (échantillons cométaires) ou Hayabusa (échantillons de la surface de l'astéroïde Itokawa), et (4) l'étude en laboratoire des échantillons extraterrestres tombés sur Terre (météorites, poussières interplanétaires). Cette thèse s'inscrit dans cette dernière approche.

Les chondrites carbonées (CCs), considérées comme *primitives*¹, sont parmi les météorites qui nous fournissent le plus de renseignements quant à l'origine et l'évolution du Système Solaire primitif. En effet, l'étude des inclusions réfractaires, des chondres, des grains de métal et de la matrice, objets qui ont chacun subi une histoire nébulaire distincte, peut nous renseigner sur les processus présents lors de la formation du Système Solaire, au moment de

¹ Le terme *primitif* désigne ici des matériaux qui n'ont peu ou pas été soumis à des modifications par des processus secondaires sur le corps parent.

l'effondrement gravitationnel du nuage interstellaire. D'autre part, l'observation des modifications texturales, minéralogiques, chimiques et isotopiques de ces différents composants chondritiques nous renseigne sur la nature et l'intensité des processus qui ont eu lieu sur les corps parents ainsi que sur la structure de ces objets. Enfin, l'étude de la correspondance entre les différents groupes de chondrites et les classes spectrales des astéroïdes permet de comprendre l'origine et l'évolution dynamique de la ceinture d'astéroïdes ainsi que la nature des planétésimaux qui se sont accrétés pour former les planètes telluriques.

Le caractère primitif des CCs indique que ces objets proviennent de corps parents n'ayant pas subi de métamorphisme thermique. Par conséquent, soit (1) ces corps parents avaient des tailles trop petites pour pouvoir se différencier grâce à l'apport de chaleur fournie lors de l'accrétion et par la désintégration d'éléments radioactifs à longue ou à courte durée de vie (U, Th, K, ^{26}Al , ^{60}Fe), soit (2) l'accrétion de ces corps parents s'est réalisée tardivement, c'est-à-dire après la désintégration des éléments radioactifs à courte durée de vie.

Toutefois, il existe un groupe de chondrites carbonées métamorphiques : il s'agit du groupe des CKs, qui forme une série métamorphique complète depuis les types pétrologiques 3 jusqu'aux types pétrologiques 6 (CK3–6). Cela nous conduit à nous poser la question de l'origine et de l'évolution, en terme de processus nébulaires et corps-parents, de ce groupe de CCs métamorphiques. L'étude de la cause et des conditions temps-température- f_{O_2} de l'événement thermique à l'origine de cette série métamorphique pourrait apporter des contraintes fortes sur l'histoire et l'évolution thermique et dynamique des petits corps célestes primitifs.

Objectifs scientifiques

L'objectif premier de cette thèse est de caractériser la pétrologie, la minéralogie et la chimie des CKs afin d'augmenter la quantité de données (actuellement faible, notamment pour les CK3) disponibles pour ce groupe de chondrites métamorphiques qui est, à l'heure actuelle, très peu étudié en comparaison des chondrites ordinaires ou des autres CCs.

Dans un second temps, les données acquises, et en particulier celles obtenues à la transition 3–4, nous permettrons de discuter la possible relation génétique entre les CVs et les CKs.

Enfin, le dernier objectif de cette thèse est de caractériser les conditions temps-température- f_{O_2} dans lesquelles s'est déroulé l'épisode métamorphique ayant affecté les CKs. Grâce à cela, il sera alors possible de proposer un modèle thermique permettant de rendre compte de l'ensemble des observations réalisées auparavant. Afin de valider ce modèle, nous le confronterons à l'expérimentation. Pour cela, une série d'expériences sera réalisée à haute température et basse pression (HT-BP) sous atmosphère contrôlée dans le but de reproduire les textures et les compositions minéralogiques et chimiques des CKs à partir d'un précurseur de type CV.

Structure de l'exposé

Ce manuscrit de thèse s'articule en 6 chapitres présentés brièvement ci-dessous :

Le premier chapitre sera dans un premier temps consacré à la description des caractéristiques pétrologiques, texturales, chimiques et isotopiques des multiples classes et groupes de chondrites, des différents composants chondritiques, ainsi que des processus nébulaires et corps-parents. Dans un second temps, nous détaillerons les diverses sources de chaleurs actuellement invoquées comme pouvant être à l'origine du métamorphisme des chondrites. Enfin, nous nous attarderons sur les critères actuellement utilisés pour caractériser l'unique série métamorphique de chondrites carbonées, celle des CKs, et sur sa possible relation avec les chondrites carbonées de type CV.

Le second chapitre présentera les échantillons et les techniques analytiques utilisées lors de ce travail de thèse.

Le troisième chapitre traitera de l'étude pétrologique de la matrice, des chondres et des CAIs dans les CKs. Les textures et les compositions chimiques des matrices des CKs seront étudiées et comparées aux CVs afin de caractériser les conditions physico-chimiques de l'événement thermique à l'origine de ce groupe de CCs métamorphiques, puis l'analyse de

profils d'interdiffusion Fe/Mg dans des olivines de chondres non équilibrés permettra d'apporter des contraintes sur la durée et la température du métamorphisme de ces CCs. Enfin, l'étude détaillée des CAIs présents dans les CKs apportera des informations sur l'histoire nébulaire de ces composants chondritiques et sur les processus physico-chimiques qui ont eu lieu sur le (ou les) corps parent des CKs.

Le quatrième chapitre aura pour objectif l'étude du chauffage radiatif comme source potentielle de chaleur dans le Système Solaire. Une fois les raisons exposées quant à la nécessité d'invoquer une source de chaleur alternative à celles communément admises, nous détaillerons le modèle numérique développé durant ce travail ainsi que les résultats obtenus lors de son application à des objets géocroiseurs carbonés.

Le cinquième chapitre sera consacré à la série d'expériences réalisées à HT-BP sur des échantillons naturels de CVs, en utilisant un four à 1 atmosphère avec contrôle de la fugacité d'oxygène. Nous chercherons à reproduire les textures caractéristiques des CKs et à obtenir la teneur en fer d'équilibre des olivines des CVs. Après un bref descriptif de la technique expérimentale utilisée, nous présenterons et discuterons les résultats expérimentaux obtenus.

Enfin, le sixième et dernier chapitre fera le point, sous la forme d'une discussion générale, des principales conclusions des chapitre III à V. Comme toute réponse à un problème scientifique apporte de nouvelles questions, cette discussion sera accompagnée de quelques perspectives de recherche soulevées par ce travail.

I. Les chondrites, des roches complexes

Ce premier chapitre débute par la description des composants chondritiques et des critères de distinction des diverses classes et groupes de chondrites. Ensuite, les différentes sources de chaleur qui peuvent potentiellement avoir affecté les corps parents des chondrites carbonées seront présentées, ainsi qu'un bref état des lieux des connaissances actuelles que l'on a des CKs.

I.I. Les chondrites : témoins de l'histoire du Système Solaire primitif

I.I.1. Chondrites et classifications

La caractérisation des météorites, et donc par conséquent leur classification, débuta réellement à partir du milieu du XIX^{ème} siècle avec l'invention des premières lames minces (William Nicol en 1831, technique améliorée par la suite par Henry Clifton Sorby) et du prisme de Nicol (premier instrument permettant l'obtention d'une lumière polarisée, inventé

par W. Nicol en 1828), suivit quelques années plus tard par la création du microscope polarisant en 1861 par Nevil Story-Maskelyne.

Les prémices du schéma actuel de la classification des météorites apparaissent dans les années 1860 avec la classification de Gustav Rose élaborée à partir de la collection du Muséum de l'Université de Berlin qui comprenait 181 météorites (sur 230 connues à cette époque), ainsi qu'avec la classification de N. Story-Maskelyne à partir de la collection du British Museum. G. Rose différencia les météorites chondritiques des non-chondritiques, alors que N. Story-Maskelyne distingua les météorites de fer (sidérites), des météorites de pierre (aérolites) et des météorites composées à la fois de pierre et de fer (sidérolites). La classification de G. Rose fut ensuite modifiée dans les années 1880 par Gustav Tschermak et Aristides Brezina, conduisant à la classification Rose-Tschermak-Brezina. Suite à l'étude de météorites de fer, Farrington (1907) proposa quelques années plus tard la première classification basée sur les compositions chimiques globales. A partir de tous les schémas précédents, Prior (1920) développa un système de classification plus intuitif, ossature de la méthode de classification actuelle.

La classification utilisée de nos jours, largement basée sur celle de Prior (1920), a ensuite été modifiée par Mason (1967) ainsi que par les nombreuses études pétrologiques, chimiques et isotopiques de ces 50 dernières années. Par ailleurs, la classification usuelle actuelle, sans cesse modifiée et/ou complétée, doit être uniquement considérée comme un moyen de rapprocher ou de différencier les météorites en fonction de leurs origines et de leurs évolutions au cours du temps, notamment sur leurs corps parents. Repris dans de nombreux articles (e.g., Sears and Dodd, 1988; Krot et al., 2005a; Weisberg et al., 2006), les critères pétrographiques, minéralogiques, chimiques et isotopiques, principalement définis par Prior (1920) et Mason (1967) et permettant de différencier les classes de chondrites, sont présentés synthétiquement ci-dessous.

I.I.2. Les différents types de composants chondritiques

Les chondrites consistent en l'agglomération de plusieurs composants distincts que sont les chondres, la matrice, le métal et les inclusions réfractaires (Tab. I.1). La proportion de

ces objets est un des critères majeurs communément utilisés pour la classification des chondrites.

Classe	Chondrites carbonées								Chondrites ordinaires			Chondrites à enstatite			
Groupe	CI	CM	CR	CO	CV	CK	CH	CB	H	L	LL	EH	EL	R	K
Abondance de chondres* (vol%)	<<1	20†	50-60	48	45	15	70	20-40	60-80	60-80	60-80	60-80	60-80	>40	27
Abondance de matrice (vol%)	>99	70†	30-50	34	40	75	5	<<1	10-15	10-15	10-15	<2-15‡	<2-15‡	36	66
Abondance d'inclusions réfractaires (vol%)	<<1	5	0,5	13	10	4	0,1	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	0	<0,1
Abondance de métal (vol%)	0	0,1	5-8	1-5	0-5	<0,01	20	60-80	10	5	2	8	15	0,1	7
Diamètre moyen des chondres (mm)	-	0,3	0,7	0,15	1	0,7	0,02	0,2-1	0,3	0,7	0,9	0,2	0,6	0,4	0,6

Tableau I.1 : Caractéristiques pétrographiques des principaux groupes et classes de chondrites. Modifié d'après Brearley and Jones (1998) et Weisberg et al. (2006).

* Les lithiques ainsi que les fragments de minéraux sont inclus dans les abondances de chondres.

[†] Valeurs variables.

[‡] L'abondance de matrice dans les chondrites à enstatite est actuellement très mal contrainte car il n'existe que peu de valeurs dans la littérature.

I.I.2.1. Les inclusions réfractaires

On distingue parmi les inclusions réfractaires (RIs pour Refractory Inclusions) deux types d'objets : les inclusions riches en calcium et en aluminium (CAIs, pour Ca, Al-rich Inclusions) et les agrégats amoéboïdes d'olivine (AOAs pour Amoeboid Olivine Aggregates).

I.I.2.1.a. Calcium, aluminum-rich inclusions (CAIs)

Depuis la première description d'un CAI dans Vigarano (CV3) il y a plus de 40 ans par Christophe Michel-Lévy (1968), ces objets ont été intensément étudiés, et ce en partie à cause de leur âge. Datés à $4568,5 \pm 0,5$ Ma (Bouvier et al., 2007), les CAIs sont les solides les plus anciens et les plus primitifs formés dans le Système Solaire (Hewins et al., 1996). Notons ici que l'âge de formation des CAIs est utilisé comme référence de l'âge de formation du Système Solaire. La minéralogie (Brearley and Jones, 1998, et références), les compositions chimiques en terres rares (REEs pour Rare Earth Elements) (e.g., Martin and Mason, 1974; Mason and Martin, 1977; Taylor and Mason, 1978; Mason and Taylor, 1982; MacPherson et al., 1988) et les compositions isotopiques des CAIs (e.g., Clayton et al., 1973, 1977, 1987, 1988; McKeegan et al., 1998, 1996; Greenwood et al., 2000a; Wasson et al., 2001; Krot and McKeegan, 2001; Aléon et al., 2002; Krot et al., 2002; Itoh et al., 2004) suggèrent que les CAIs se sont formés lors de processus nébulaires de haute température comme la condensation et l'évaporation, suivis dans certains cas par des épisodes de fusion (e.g., MacPherson et al., 1988). Ces processus se seraient produits en présence d'un gaz riche en ^{16}O et sous des conditions réductrices (e.g., Grossman et al., 2000, 2002; Petaev and Wood, 2005).

Les CAIs sont composés de minéraux réfractaires tels que ceux prédits par les calculs d'équilibre thermodynamique de condensation d'un gaz de composition solaire (pression entre 10^{-3} et 10^{-6} bar et températures supérieures à $\sim 1200\text{--}1300^\circ\text{C}$) (Grossman, 1972; Yoneda and Grossman, 1995; Ebel and Grossman, 2000; Ireland and Fegley, 2000; Davis and Richter, 2003; Petaev and Wood, 2005). Ces minéraux réfractaires sont par exemple le corindon, l'hibonite, la grossite, la pérovskite, la mélilite, le spinelle, l'Al-Ti-diopside (fassaite), l'anorthite, ou encore la forstérite (Fig. I.1, I.2, et I.3). Une minéralogie secondaire liée à des processus d'altération nébulaire et/ou corps-parent a également été observée dans les CAIs

(e.g., Meeker et al., 1983; McGuire and Hashimoto, 1989; MacPherson, 2005; Krot et al., 2007). Les minéraux secondaires décrits sont la néphéline, la sodalite, la wollastonite, l'hédenbergite, le grossulaire, la monticellite, l'andradite et divers phyllosilicates (serpentine, saponite...).

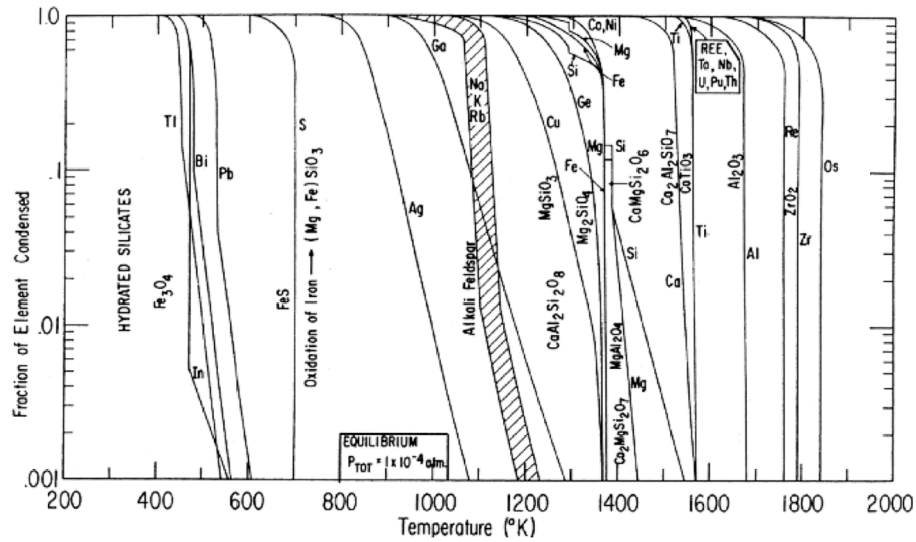


Figure I.1 : Séquence de condensation à l'équilibre d'un gaz de composition solaire (qui est supposé correspondre à celui de la nébuleuse protoplanétaire) à une pression de 10^{-4} atm. Dans ce diagramme, on se déplace de la droite vers la gauche dans la séquence de condensation lors de la décroissance de la température de la nébuleuse. Cette évolution peut également correspondre à une augmentation de la distance au Soleil à un temps donné. (Grossman and Larimer, 1974).

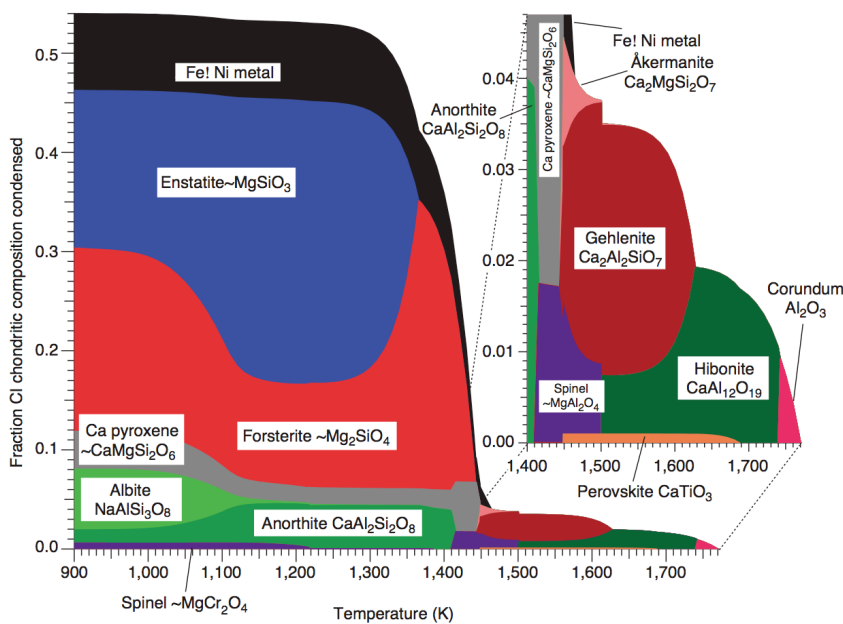


Figure I.2 : Diagramme montrant la condensation d'un gaz de composition solaire (Anders and Grevesse, 1989), ayant une pression totale de 10^{-3} atm. (Davis and Richter, 2003).

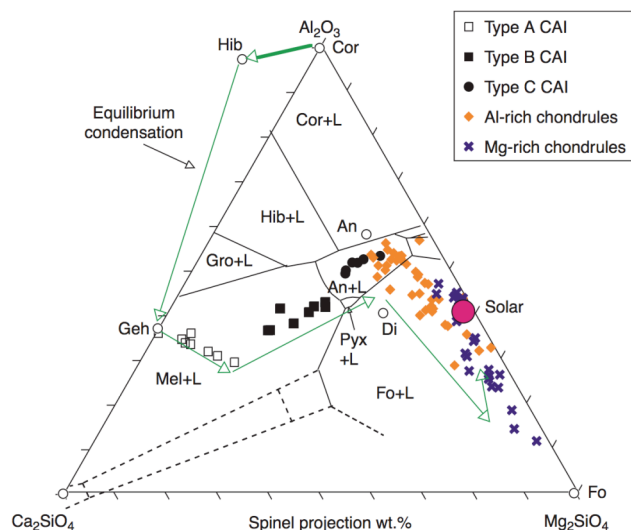


Figure 1.3 : Diagramme ternaire Al_2O_3 – Mg_2SiO_4 – Ca_2SiO_4 projeté depuis le pôle spinelle ($MgAl_2O_4$) et dans lequel sont reportées les compositions chimiques globales des principaux groupes de CAIs, des chondres riches en Al, des chondres ferromagnésiens ainsi que l'évolution des phases condensées à l'équilibre depuis un gaz de composition solaire à 10^{-3} atm., comme calculé par Yoneda and Grossman (1995). An : anorthite, Cor : corindon, Di : diopside, Fo : forstérite, Geh : gehlénite, Gro : grossite, Hib : hibonite, Mel : mélilite, Pyx : pyroxène, L : liquide. (MacPherson, 2005).

Les CVs et les COs étant les chondrites contenant la plus forte abondance de CAIs (Tab. I.1), la caractérisation texturale, pétrologique et chimique des CAIs est par conséquent en grande partie basée sur l'étude de ces deux groupes de CCs. Usuellement, les CAIs sont différenciés en fonction leurs propriétés pétrographiques, et plus particulièrement en se basant sur l'abondance relative de mélilite, de fassaite et d'un troisième composant (le plus souvent l'anorthite ou le spinelle) (Brearley and Jones, 1998, et références). Toutefois, d'autres types de classifications des CAIs existent, comme celle basée sur leurs compositions chimiques en REEs (Fig. I.4) (e.g., Martin and Mason, 1974; Mason and Martin, 1977; Taylor and Mason, 1978; Mason and Taylor, 1982). Les caractéristiques texturales et minéralogiques des divers types de CAIs sont brièvement décrites ci-dessous.

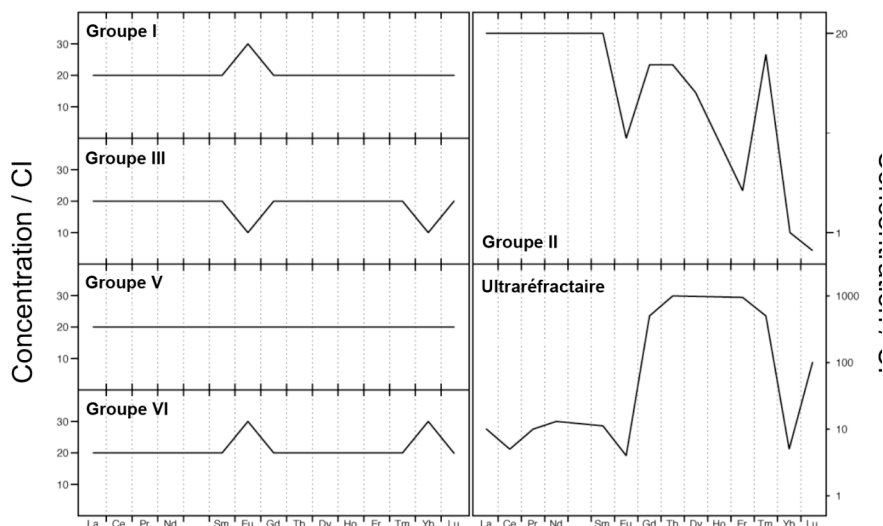


Figure 1.4 : Spectres REEs caractéristiques des 6 groupes de CAIs. Modifié d'après MacPherson et al. (1988)

I.I.2.1.a.i. Les inclusions de type A

Les CAIs de type A ont été décrits dans les chondrites carbonées CV, CO, CR et CM. Ces inclusions réfractaires peuvent mesurer jusqu'à 2 cm et sont soit à grains fins (« fluffy »), soit à gros grains (« compact »). Les types A à grains fins sont caractérisés par des contours très irréguliers et ont une minéralogie primaire composée de mélilite, de spinelle et de pérovskite. Quant aux types A à gros grains, ils sont souvent composés de spinelle, de pérovskite et de fassaite, le tout inclus dans des cristaux millimétriques de mélilite.

I.I.2.1.a.ii. Les inclusions de type B

Ce type de CAI n'a été observé que dans les CVs. De tailles variant entre environ 5 et 25 mm, les types B contiennent de la fassaite (30–60 vol.%), de l'anorthite primaire (5–25 vol.%), du spinelle (15–30 vol.%) et de la mélilite (5–20 vol.%) (Grossman, 1980). Pour ce type d'inclusions, une origine par cristallisation de gouttelettes partiellement ou totalement fondues est généralement admise (e.g., MacPherson and Grossman, 1981; Stolper, 1982; Wark and Lovering, 1982; MacPherson et al., 1988). Parmi les types B, il est possible de différencier les types B1, qui possèdent un manteau riche en mélilite de 0,5 à 3 mm de large et un cœur riche en fassaite, des types B2 qui sont composés de mélilite, de pyroxène, de spinelle et d'anorthite dans des proportions similaires, et des types B3 qui sont eux riches en forstérite.

I.I.2.1.a.iii. Les inclusions de type C

Les CAIs de type C sont caractérisés par des spectres de terres rares correspondant aux groupes I et II (Fig. I.4). De tailles pouvant dépasser 2 mm, ces inclusions sont à gros grains et ont une minéralogie dominée par l'anorthite.

I.I.2.1.a.iv. « Wark-Lovering rims »

Dans les CVs, de nombreux CAIs sont entourés d'un manteau de type Wark-Lovering (« Wark-Lovering rim ») qui consiste en la superposition autour de l'inclusion de plusieurs

couches d'environ 5 à 10 μm d'épaisseur chacune et de minéralogie différente (Wark and Lovering, 1977). La minéralogie classique est, depuis le cœur jusqu'à la partie la plus externe : spinelle + pérovskite \pm hibonite \pm fassaite ; melilite (ou les produits de son altération) + anorthite \pm néphéline \pm sodalite ; pyroxène ; hédénbergite \pm andradite ou olivine \pm spinelle. L'origine de ce type de manteau suggérée par Wark and Lovering (1977) est le dépôt successif de couches formées par des processus de condensation au sein de la nébuleuse solaire.

I.I.2.1.b. Amoeboid olivine aggregates (AOAs)

Les AOAs ont été observés et décrits dans les chondrites carbonées CV, CO, CR, CH et CB (e.g., Grossman and Steele, 1976; McSween, 1977a; Wark, 1979; Cohen et al., 1983; Krot, 2004; Weisberg et al., 2004). De formes irrégulières et de tailles variant entre la dizaine de micromètres et le centimètre, les AOAs ont une texture à grains fins (5–20 μm) et sont principalement composés d'olivine, avec accessoirement de la néphéline, des sulfures, du spinelle, de l'anorthite, du métal, du diopside, de l'hédénbergite et de la fassaite (e.g., Brearley and Jones, 1998; Scott and Krot, 2003). Dans les chondrites les moins altérées, les grains d'olivine ont une composition forstéritique ($\text{Fa}_{<3}$), présentent de nombreux joints triples et contiennent une forte concentration de pores et d'inclusions de diopside alumineux (Scott and Krot, 2003).

I.I.2.2. Les chondres

A l'exception des groupes CI, CM, CK et K, les chondrites sont composées en majeure partie de chondres (Tab. I.1). Les chondres sont des objets ignés principalement composés de silicates ferromagnésiens (olivine et/ou pyroxène), de métal Fe-Ni et d'un verre ou d'une mésostase microcristalline de composition feldspathique (e.g., Brearley and Jones, 1998). Leurs tailles varient entre ~ 0.01 mm et 10 mm. Les chondres ayant une forme sphérique ou sub-sphérique, il est donc intuitif de supposer un mode de formation par cristallisation de gouttelettes de liquide dans un environnement sans gravité.

Les chondres présentent une grande diversité de textures et de compositions chimiques. En se basant sur leurs compositions chimiques, McSween (1977b) distingue deux types de chondres : les chondres de type I (pauvres en FeO et en volatils, $mg\# > 90$) et les chondres de type II (riches en FeO, $mg\# < 90$, de compositions quasi chondritique). Gooding and Keil (1981) définissent quant à eux un système de classification basé sur la texture et le minéral majoritaire du chondre considéré, par exemple PO (porphyritic olivine), GOP (granular olivine-pyroxene), BO (barred olivine), RP (radial pyroxene)...

Même si l'hypothèse d'une formation par condensation directe de liquide depuis un gaz a été proposée, les chondres sont actuellement considérés comme provenant de la fusion d'agrégats de poussières (IDPs pour Interplanetary dust particles) présents dans la nébuleuse solaire (Hewins, 1996, et références). Les poussières auraient été fondues au cours d'événements de hautes températures (1550–1900°C) et de courtes durées (< 1 min) (Hewins, 1997), puis refroidis rapidement (10–1000°C/h) avant de s'accréter avec les CAIs et la matrice pour former les corps parents des chondrites (e.g., Hewins, 1996, 1997). Ce mécanisme de formation aurait eu lieu en système fermé, c'est-à-dire sans interaction liquide-gaz ; contrairement à un système ouvert dans lequel la composition des chondres serait héritée de l'interaction avec le gaz environnant et non imposée par la nature du précurseur. De nombreux mécanismes ont été proposés comme étant à l'origine de la fusion des matériaux précurseurs des chondres (Fig. I.5).

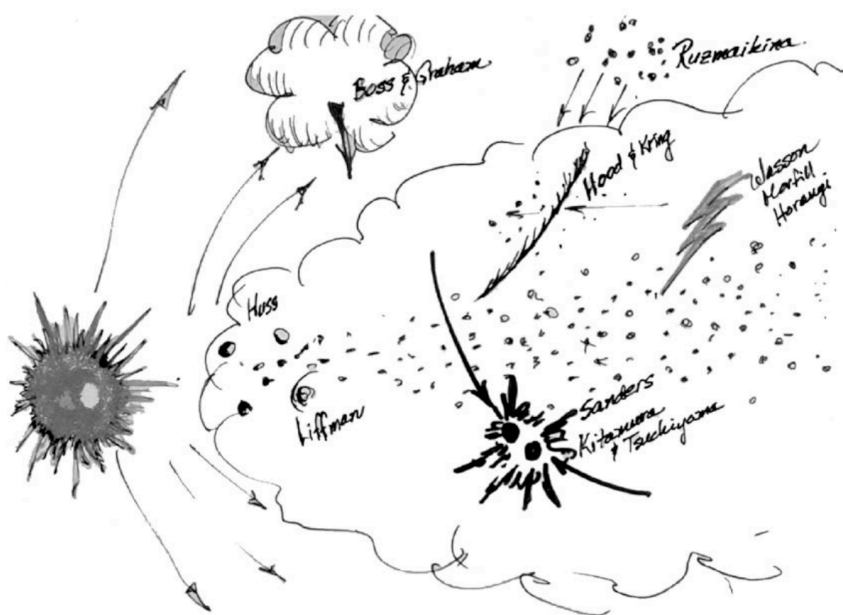


Figure I.5 : Schéma crayonné par l'astrophysicien P. Cassen en 1994 lors de la « Chondrule Conference ». Ce schéma résume les différents modèles de formation des chondres. Notons cependant que le contenu et le type de modèle ont évolués de façon significative depuis 1994. (Zanda, 2004).

Les deux mécanismes les plus populaires actuellement sont (i) la propagation d'ondes de choc à travers le disque protoplanétaire (Desch et al., 2005) (Fig. I.6), et (ii) l'irradiation causée par le proto-soleil dans un modèle de formation de type *x-wind* (Shu et al., 1996, 2001) (Fig. I.7).

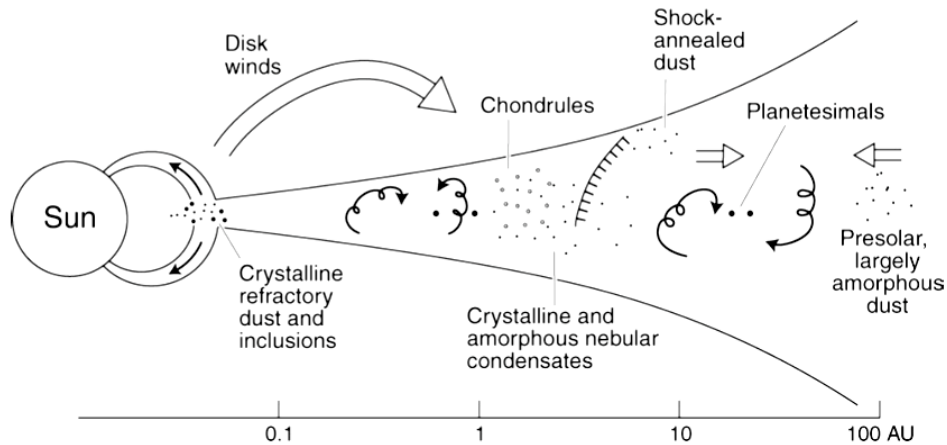


Figure I.6 : Schéma illustrant comment de la poussière pré-solaire amorphe a pu être thermiquement altérée par différents types de choc dans le disque protoplanétaire, avant l'accrétion des corps parents chondritiques et cométaires. L'observation de matériel réfractaire dans les matrices des chondrites et dans les comètes témoigne de la présence de fortes turbulences au sein du disque protoplanétaire (Scott and Krot, 2005). Cela a également été confirmé par le retour d'échantillons de la mission Stardust (e.g., Burnett, 2006; Schmitz et al., 2009). (Scott and Krot, 2005).

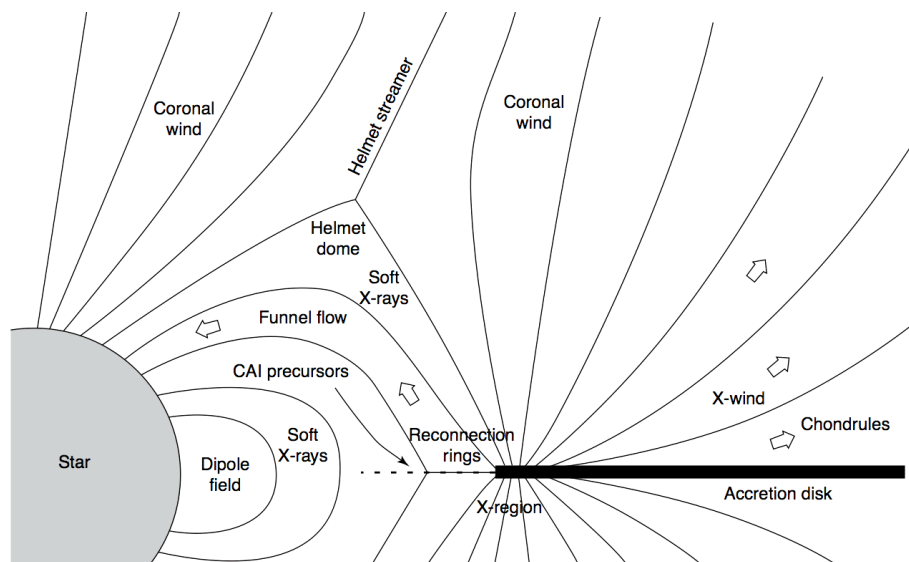


Figure I.7 : Schéma du modèle de type x-wind proposé pour la formation des inclusions réfractaires et des chondres impliquant que des solides soient soumis à de hautes températures et des flux énergétiques provenant du Soleil. Selon ce modèle, les CAIs se sont formés dans la région appauvrie en gaz située au niveau de la jonction du vent dipolaire définissant le plan d'accrétion. Cette zone de jonction du flux dipolaire est le lieu d'origine de la production d'isotopes à courte durée de vie causée par l'irradiation des particules solaires énergétiques (^1H , ^3He et ^4He). Dans ce modèle, les inclusions réfractaires et les chondres se forment de façon quasi contemporaine dans le disque protoplanétaire, aux abords de la région-x. Les objets ainsi formés ont pu ensuite être transportés radialement avant de s'accréter avec des matériaux hydratés et/ou des matériaux qui n'ont pas subi de processus thermiques intenses. (Shu et al., 2001).

Un autre processus de courte durée, le « flash-heating », a aussi été invoqué dans la littérature pour expliquer les teneurs élevées en alcalins des chondres (Grossman and Wasson, 1983; Hewins, 1991; Yu et al., 1998) et l'absence de fractionnements isotopiques pour certains éléments comme le Fe ou le K (Alexander and Grossman, 2005; Jones et al., 2005; Alexander et al., 2008). Ce modèle est, comme tous les autres modèles, encore débattu et ce notamment à cause du fait que les teneurs élevées en alcalins gardées lors de la fusion ne peuvent être conservées que sous de hautes pressions totales et des pressions partielles d'oxygène et/ou d'alcalins élevées (Lewis et al., 1993; Ebel and Grossman, 1998; Hewins et al., 2005; Jones et al., 2005; Alexander et al., 2008; Borisov et al., 2008).

Comparés aux âges ^{207}Pb - ^{206}Pb de formation des CAIs (e.g., Amelin et al., 2002, 2006; Bouvier et al., 2007, 2008; Jacobsen et al., 2008), les âges ^{207}Pb - ^{206}Pb des chondres (Amelin et al., 2002; Krot et al., 2005b; Connelly et al., 2008) indiquent que ces objets se sont formés sur une durée de 1 à 4 Ma, avec un début de formation environ 1 Ma après celle des CAIs. Ces données sont en accord avec les valeurs obtenues en utilisant le système ^{26}Al - ^{26}Mg comme chronomètre (McKeegan and Davis, 2003).

I.I.2.3. La matrice

Avec les chondres, la matrice est un constituant principal des CCs (Tab. I.1). Ce composant chondritique à grains fins (entre 10 nm et 5 μm), opaque en optique, correspond au matériel interstitiel enrobant les chondres et les inclusions réfractaires. Dans les chondrites primitives, la matrice est un assemblage complexe non équilibré constitué d'olivine et de pyroxène riche en fer, de métal Fe-Ni, de sulfure et parfois de phyllosilicates et de carbonates, le tout associé à des fragments divers tels que des morceaux de chondres (e.g., Brearley, 1996; Brearley and Jones, 1998; Scott and Krot, 2003). La matrice contient également du carbone à la fois sous forme de grains pré-solaires (nanodiamants, carbure de silicium, graphite...) et sous forme de matière organique (e.g., Anders and Zinner, 1993; Ott, 1993). Par comparaison aux chondres et aux CAIs, la minéralogie et l'enrichissement de la matrice en volatils (Na, K, H_2O) (Brearley, 1996; Zanda et al., 2008) indiquent une formation à plus basses températures et en système ouvert (altération par un fluide aqueux pouvant provenir de la fusion de glaces). Cela implique donc une formation à plus grande distance du protosoleil et/ou à une période plus tardive. Cependant, à cause de la variation des propriétés de la

matrice d'un groupe de chondrite à l'autre, il n'existe aucun consensus quant à l'origine et à la formation de ce composant chondritique (Brearley and Jones, 1998). Pour expliquer l'origine des matrices, deux hypothèses basées sur les isotopes de l'oxygène sont discutées par Zanda et al. (2006) : la matrice pourrait correspondre soit (i) à l'hydratation du matériel précurseur des chondres de type I par de la glace enrichie en ^{17}O et ^{18}O , soit (ii) à l'altération aqueuse d'un mélange RIs + chondres de type II, mélange représentant un régolite hydraté d'objets primitifs non différenciés formés dans la partie distale du disque, détruits lors d'impacts puis de nouveau accrétés avec des matériaux secs provenant de la partie proximale du disque.

I.I.2.4. Les inclusions sombres

Des clastes à grains fins, d'apparence foncée et appelés inclusions sombres (DIs pour dark inclusions), ont été décrits dans de nombreuses CVs. Ce type de claste, dont les tailles varient de quelques millimètres à plusieurs centimètres, semble être caractéristique de ce groupe de chondrite (Fruland et al., 1978; Johnson et al., 1990; Kojima and Tomeoka, 1996; Krot et al., 1997, 1999; Ohnishi and Tomeoka, 2002). Trois types d'inclusions sombres ont été observés (Brearley and Jones, 1998, et références) : (i) les types A composés de chondres, de CAIs et de matrice, et ressemblant à la météorite hôte, (ii) les types B contenant uniquement des agrégats d'olivine inclus dans une matrice de composition similaire à celle de la météorite hôte, et (iii) les types C composés exclusivement de matrice.

Il existe à l'heure actuelle plusieurs hypothèses quant à l'origine de ces inclusions sombres : (i) des agrégats de condensats nébulaires primitifs (Kurat et al., 1987), (ii) des morceaux d'un matériau chondritique altéré et métamorphisé à un degré différent du matériel hôte car provenant d'un régolite (Bunch and Chang, 1983), (iii) des matériaux de type CV ayant réagi avec un gaz nébulaire avant son incorporation dans le corps parent (Johnson et al., 1990), et (iv) des fragments ayant subi, à l'intérieur même du corps parent, des processus d'altération différents de ceux qui ont affecté le reste du matériel de type CV (Kojima and Tomeoka, 1996).

I.I.3. Compositions chimiques des chondrites

A l'exception des éléments les plus volatils (appauvris dans les solides et par conséquent plus concentrés dans le Soleil) comme l'hydrogène, le carbone, l'azote, l'hélium, ou encore le lithium, les chondrites, et principalement les CIs, ont des compositions chimiques globales semblables à celle de la photosphère solaire (Fig. I.8). La masse totale du Soleil avoisinant 99,9% de la masse totale de notre Système Solaire, les CIs sont donc considérées comme les objets les plus primitifs du Système Solaire. Un corollaire à cela est que la composition chimique globale des CIs est considérée comme étant celle de la nébuleuse solaire à partir de laquelle les chondrites se sont formées. Dans ce cas, le terme primitif est utilisé pour définir un matériau dont la composition chimique globale est semblable à celle de la nébuleuse solaire.

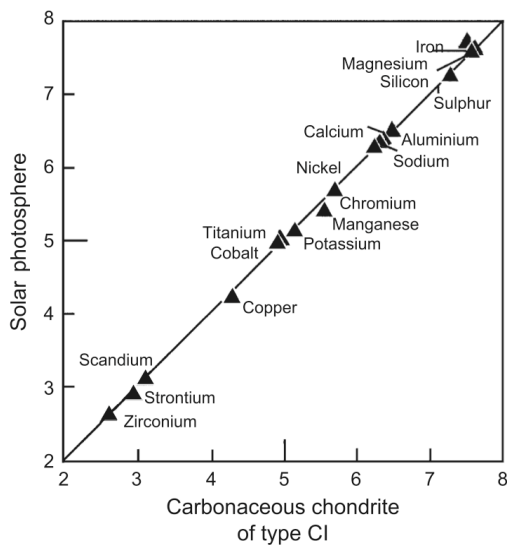


Figure I.8 : Composition chimique de la photosphère solaire en fonction de celle d'une chondrite carbonée de type CI. Tous les éléments, à l'exception des plus volatils qui ne sont pas représentés dans cette figure, définissent une droite de pente 1 passant par l'origine. Les chondrites carbonées de type CI ont donc une composition représentative de celle de la nébuleuse solaire. (Zanda, 2004; d'après Sears and Dodd, 1988).

Les compositions chimiques globales des autres groupes de chondrites ne diffèrent de celles des CIs que par leurs appauvrissements en éléments volatils (Anders and Grevesse, 1989). En effet, ces éléments sont enrichis dans les CIs car ils sont présents en grande quantité dans la matière organique et les minéraux hydratés présents dans leurs matrices.

Chaque groupe de chondrite est donc caractérisé par un spectre d'abondance qui lui est propre (Fig. I.9). De manière générale et par comparaison aux CIs, les CCs sont enrichies en éléments lithophiles réfractaires et appauvries en éléments lithophiles volatils, la forme des spectres d'abondance des éléments sidérophiles et chalcophiles étant quant à elle contrôlée

par le degré de volatilité de ces éléments. Les spectres d'abondance des chondrites ordinaires, des chondrites de type R et de type K sont quasiment plats et montrent, par comparaison aux CI, des appauvrissements en éléments lithophiles. Parmi tous les groupes de chondrites, les abondances les plus faibles en éléments lithophiles ont été mesurées dans les chondrites à enstatite.

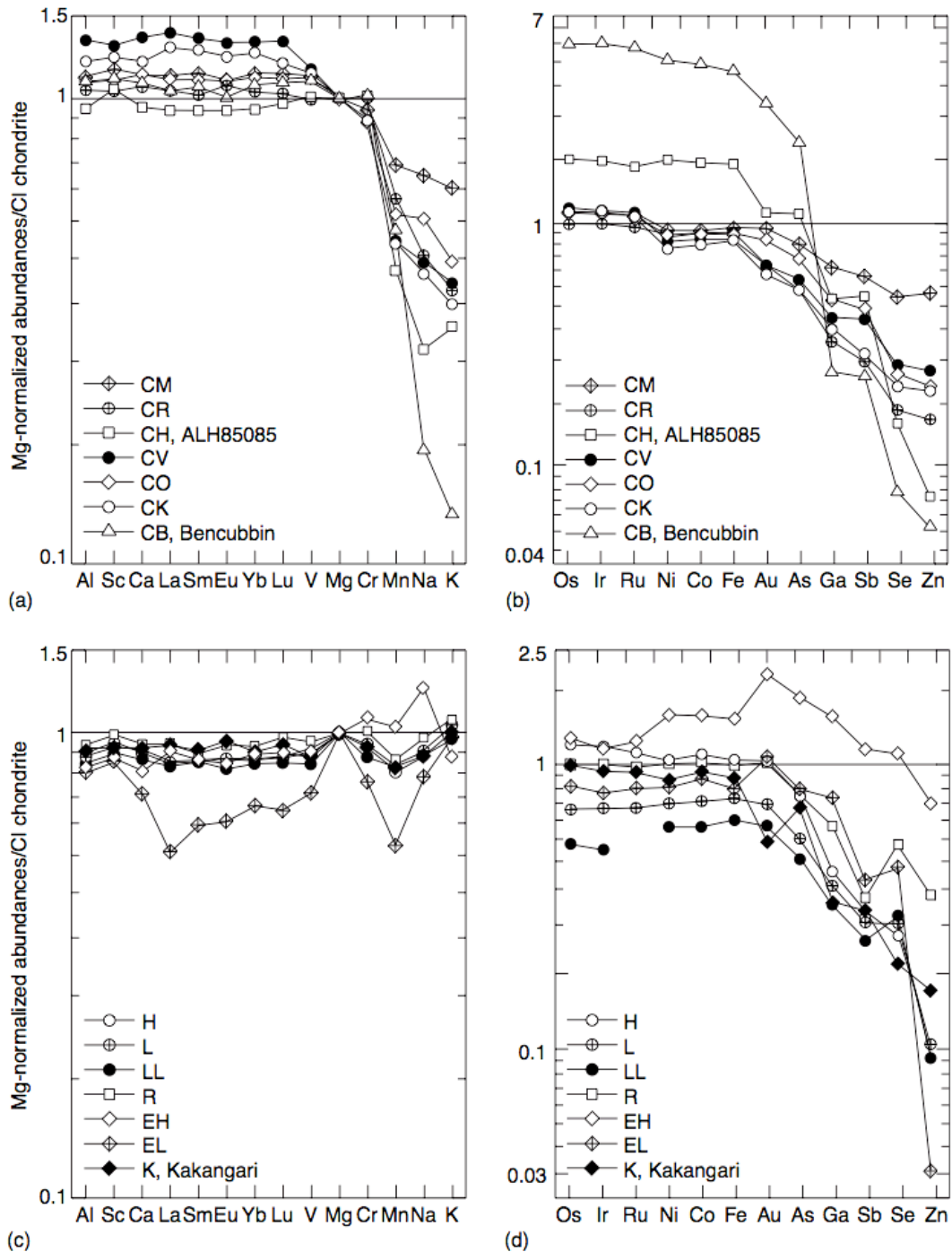


Figure 1.9 : Abondances globales des éléments lithophiles (a, c), sidérophiles et chalcophiles (b, d) normalisées au magnésium et aux CI pour différents groupes de chondrites carbonées (a, b) et non carbonées (c, d). Les éléments sont classés en fonction de leur degré de volatilité. (Krot et al., 2005a, et références).

En plus des spectres de compositions chimiques globales, les différentes classes et groupes de chondrites se distinguent par des rapports variables en éléments lithophiles et sidérophiles tels que Al/Si, Mg/Si, Ca/Si et Fe/Si (Tab. I.2, Fig. I.10).

Groupe	Mg/Si	Ca/Si	Fe/Si
CI	1,05	0,064	0,86
CM	1,05	0,068	0,6
CO	1,05	0,067	0,77
CV	1,07	0,084	0,76
H	0,96	0,05	0,81
L	0,93	0,046	0,57
LL	0,94	0,049	0,52
EH	0,77	0,035	0,95
EL	0,83	0,038	0,62

Tableau I.2 : Rapports chimiques caractéristiques de différents groupes de chondrites. (Sears and Dodd, 1988).

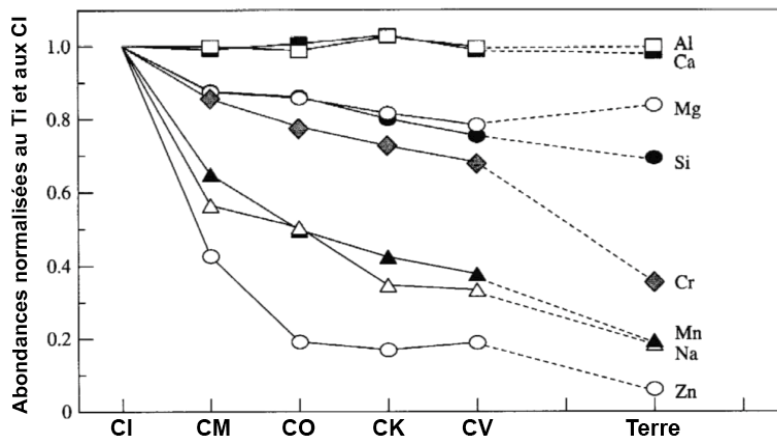


Figure I.10 : Abondances normalisées au titane et aux CI de quelques éléments majeurs modérément volatils, pour différents groupes de chondrites carbonées et pour le manteau terrestre. Modifié d'après.... Palme (2001).

I.I.4. Etat d'oxydation du fer et fugacité d'oxygène

Les chondrites présentent une large gamme d'états d'oxydation, probablement imputable à une combinaison de processus nébulaires et astéroïdaux (Rubin et al., 1988a; Krot et al., 2000a). Chaque groupe de chondrites a un degré d'oxydation distinct pouvant être évalué en utilisant le rapport entre le fer présent dans le métal et celui contenu dans les silicates, les oxydes et les sulfures. Les différents états d'oxydation des chondrites sont résumés dans le diagramme d'Urey-Craig (Fig. I.11).

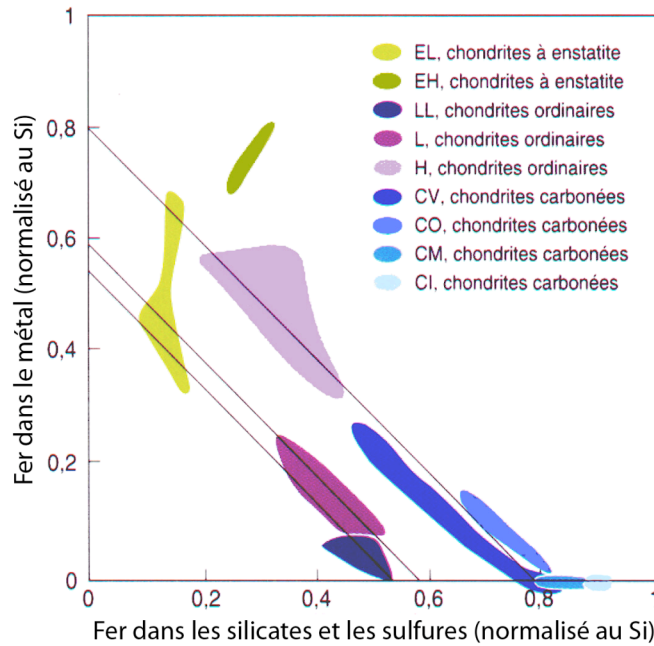


Figure I.11 : Diagramme d'Urey-Craig montrant les variations d'états d'oxydation de différents groupes de chondrites. Des compositions globales ayant des rapports Fe/Si constants et correspondant à des états d'oxydation différents se placent le long d'une droite de pente -1. (Brigitte Zanda, communication personnelle).

Les différents états d'oxydation s'étendent sur une gamme allant des chondrites à enstatites, qui comptent parmi les assemblages naturels les plus réduits, jusqu'aux chondrites carbonées (chondrites les plus oxydées), les chondrites ordinaires se situant entre les deux classes de chondrites précédentes (Fig. I.11). Les chondrites de type K se situent entre les chondrites à enstatite et les chondrites ordinaires, alors que les chondrites de type R sont situées dans le champ défini par les CVs. Les CVs sont les CCs qui montrent la plus grande diversité d'états d'oxydation, d'où la définition des sous-groupes CV_{OxA} (CV oxydées de type Allende), CV_{OxB} (CV oxydées de type Bali) et CV_R (CV réduites). Les classes de chondrites définies par l'état d'oxydation du fer correspondent à celles déterminées par les critères chimiques et pétrographiques. Notons également que ce critère de classification reflète l'état d'oxydation global de la roche et non pas celui des différents composants chondritiques qui la compose.

La fugacité d'oxygène (f_{O_2}) est un paramètre important contrôlant les proportions relatives du fer métal et des différents oxydes de fer. Par conséquent, comme pour l'état d'oxydation, une large gamme de f_{O_2} a été mesurée dans les météorites (Rubin et al., 1988a) (Fig. I.12).

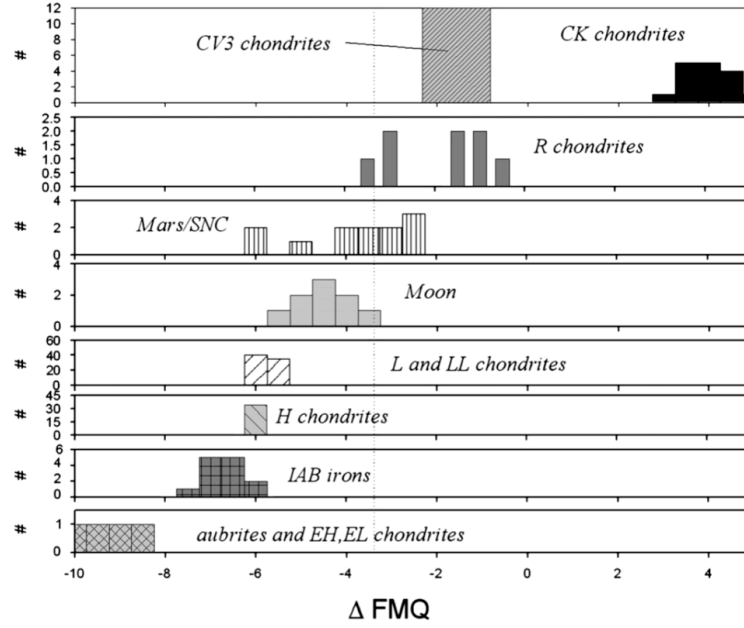


Figure I.12 : Histogramme de la fugacité d'oxygène (par rapport au tampon fayalite-magnétite-quartz, ou FMQ) pour quelques groupes de chondrites (CV, CK, R, H, L, LL, EH et EL), pour les météorites martiennes (SNC) et lunaires, pour un groupe de météorite de fer (IAB) et pour un groupe d'achondrite (aubrite). Le tampon FMQ est calculé à partir de celui défini par O'Neill (1987). La ligne verticale en pointillé correspond au tampon fer-wüstite (IW) situé environ 3,5 unités log sous le tampon FMQ. (Richter and Neff, 2007).

I.I.5. Compositions isotopiques de l'oxygène

Il existe 3 isotopes stables de l'oxygène dans notre système solaire : ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O . L'étude des abondances relatives de ces 3 isotopes dans les chondrites a permis de fournir pour les chondrites un critère de différenciation indépendant de ceux exposés précédemment (Clayton and Hole, 1976). Par convention, les variations des compositions isotopiques de l'oxygène sont décrites en terme de déviation en partie par milliers par rapport à un standard terrestre (SMOW pour Standard Mean Ocean Water) :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch.}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 \quad \text{et} \quad \delta^{17}\text{O} = \left[\frac{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch.}}}{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000$$

Les valeurs ainsi obtenues peuvent alors être représentées dans un diagramme $\delta^{17}\text{O}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. Afin de caractériser le groupe (ou réservoir nébulaire) auquel appartient l'échantillon analysé, on calcule l'excès en $\delta^{17}\text{O}$ par rapport à la droite de fractionnement terrestre (TFL

pour terrestrial fractionation line) : $\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - 0,52\delta^{18}\text{O}$ (Clayton et al., 1991). De la même façon, on définit aussi $\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O} - \delta^{17}\text{O}$ afin de décrire les effets liés au fractionnement de masse, processus indépendant du type de réservoir nébulaire. L'avantage d'utiliser $\Delta^{17}\text{O}$ et $\Delta^{18}\text{O}$ est donc de découpler les effets liés aux différents réservoirs nébulaires initiaux ($\Delta^{17}\text{O}$) de ceux liés au fractionnement de masse ($\Delta^{18}\text{O}$) (Fig. I.13).

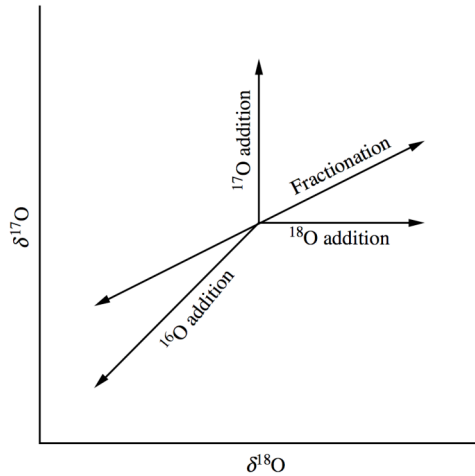


Figure I.13 : Représentation schématisée des différents processus isotopiques dans le diagramme des trois isotopes stables de l'oxygène. La plupart des matériaux terrestres se situent sur la ligne de fractionnement (ou TFL), alors que la grande majorité des matériaux extraterrestres primitifs ont des compositions globales situées au niveau de la ligne « $\delta^{16}\text{O}$ addition ». (Clayton, 2003).

L'étude de la variation des compositions isotopiques de l'oxygène des chondrites nous renseigne sur la nature des processus physico-chimiques qui ont eu lieu lors de la formation du Système Solaire et lors de l'évolution des corps parents de ces météorites (Clayton, 1993). Chaque groupe de météorite occupe une zone spécifique dans le diagramme des 3 isotopes stables de l'oxygène (Fig. I.14).

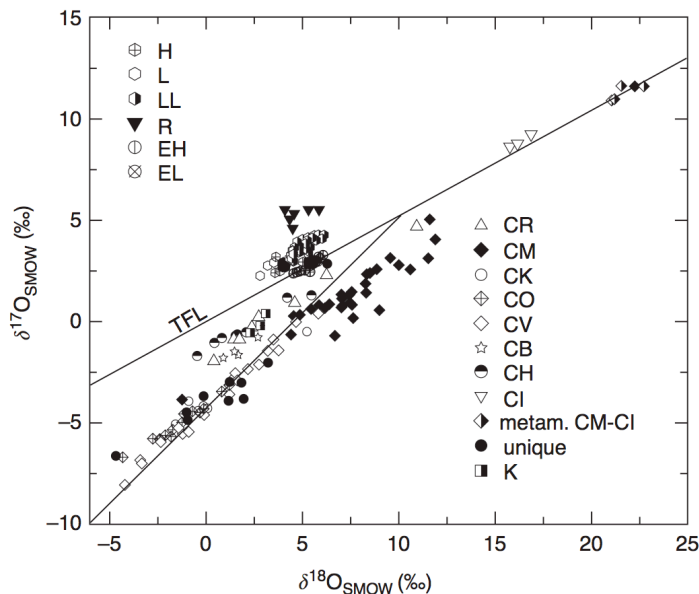


Figure I.14 : Compositions isotopiques de chondrites de différents groupes. (Krot et al., 2005a ; d'après les données de Clayton and Mayeda (1999)).

La plupart des compositions isotopiques des chondrites nominalement anhydres (e.g., COs, CVs, CKs) se situent sous la TFL, le long d'une droite de pente -1 communément définie comme la droite de mélange des minéraux anhydres des chondrites carbonées (CCAM pour carbonaceous chondrite anhydrous mineral mixing line) (Fig. I.14). Cela suggère que les compositions isotopiques globales des chondrites carbonées anhydres sont le résultat d'un fractionnement indépendant de la masse, comme par exemple le mélange entre des composants enrichis en ^{16}O et un gaz pauvre en ^{16}O de composition proche de la TFL (Clayton, 1993). Par opposition, les chondrites ordinaires, à enstatite et de type R ont des compositions isotopiques globales qui se situent sur, ou légèrement au-dessus de la TFL (Fig. I.14). Les compositions isotopiques globales des chondrites hydratées (e.g., CIs, CMs) se situent quant à elles le long d'une droite de pente $\sim 0,7$ indiquant des modifications par un ou des processus d'altération aqueuse.

Toutes ces variations isotopiques démontrent l'existence de réservoirs différents en terme de compositions isotopiques de l'oxygène. Cela implique que du point de vue de l'oxygène, le Système Solaire devait être isotopiquement hétérogène. La source de cette hétérogénéité est encore débattue de nos jours et plusieurs hypothèses sont proposées : (i) hétérogénéités déjà présentes au sein du nuage moléculaire qui donna naissance à la nébuleuse solaire (modèle hérité), ou (ii) réservoirs formés lors de processus physico-chimiques dans la nébuleuse solaire qui était initialement homogène (modèle local).

Plus récemment, Zanda et al. (2006) ont montré que les compositions isotopiques globales des chondrites ordinaires et carbonées étaient corrélées aux abondances modales des composants chondritiques qui les composent. En effet, quatre pôles isotopiques correspondant aux quatre composants chondritiques (matrice, inclusions réfractaires et chondres de types I et II) ont été identifiés (Fig. I.15).

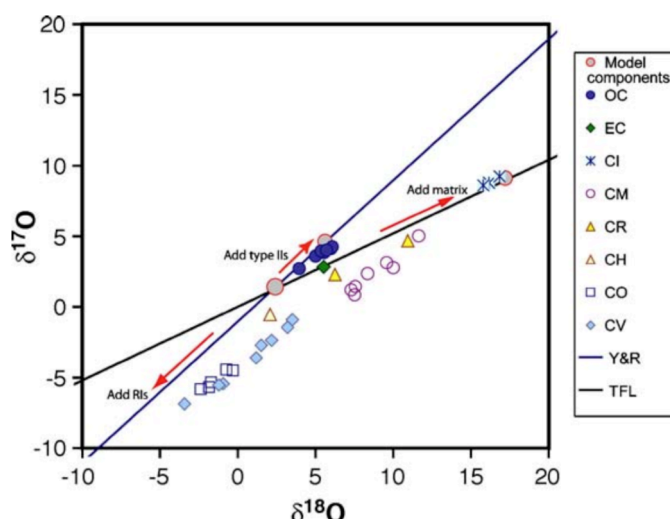


Figure 1.15 : Compositions isotopiques globales de quelques chondrites, des composants modèles, et de l'effet de leur ajout à une composition de chondre de type I située à l'intersection de la droite de Young et Russell (Y-R) (Young and Russell, 1998) et de la droite de fractionnement terrestre (TFL). Le pôle isotopique des inclusions réfractaires (RIs) se situe hors du diagramme, le long de la droite Y-R. Compositions isotopiques modèles des différents composants ($\Delta^{17}\text{O}$, $\Delta^{18}\text{O}$): matrice : 0,2‰, 8,2‰ ; chondres de type I : 0,2‰, 1,0‰ ; chondres de type II : 1,7‰, 1,0‰, RIs : -39,6‰, 1,0‰. (Zanda et al., 2006).

Chaque composition isotopique globale de chondrite peut alors être expliquée comme un mélange de ces différents pôles, dans les mêmes proportions que celles des composants chondritiques qui la compose. Inversement, la composition isotopique globale d'une chondrite pourrait être estimée à partir du calcul de l'abondance des composants chondritiques. En suivant ce raisonnement, Zanda et al. (2006) expliquent l'existence et la formation des différents réservoirs isotopiques de la manière suivante : condensation des inclusions réfractaires à partir d'un gaz primordial riche en ^{16}O qui va évoluer vers des compositions plus pauvres en ^{16}O , possible photodissociation suivit d'un transport de glace, puis enfin formation des chondres. Les chondres de type I représenteraient le précurseur à partir duquel ont été produits les chondres de type II (par des processus d'évaporation et de recondensation) et la matrice (par hydratation). Dans ce cas, la composition isotopique de la matrice représenterait un mélange entre de la glace (enrichie en ^{17}O et ^{18}O) et un pôle correspondant à la poussière précurseur des chondres de type I.

I.II. Histoire post-accrétion des chondrites : processus astéroïdaux

Comme nous venons de le voir, la grande variété des chondrites et de leurs composants en terme de textures, de minéralogies et de compositions chimiques et isotopiques est la conséquence d'hétérogénéités physico-chimiques et/ou temporelles au sein de la nébuleuse solaire. Cependant, ces caractéristiques « primitives » vont être modifiées sur les corps parents nouvellement accrétés par des processus secondaires comme l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique ou de choc. En plus d'obtenir des informations sur l'histoire astéroïdale des chondrites, caractériser la nature mais aussi l'intensité de ces processus secondaires peut nous permettre de comprendre et d'interpréter les phénomènes corps-parents qui ont eu lieu pendant les premières étapes de l'histoire de notre Système Solaire.

I.II.1. Types pétrologiques

La notion de type pétrologique a été introduite par van Schmus and Wood (1967) et permet de caractériser le degré et la nature des processus secondaires corps-parents que sont l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique. Cette échelle définit 6 types pétrologiques, depuis les types 1 jusqu'aux types 6.

Depuis l'introduction par van Schmus and Wood (1967) de la notion de types pétrologiques, de nombreuses modifications ont été apportées. En effet, la définition initiale de cette échelle pétrologique ne prenait en compte qu'un seul type de processus corps-parent, le métamorphisme thermique : l'intensité augmentait depuis les types 1 jusqu'aux types 6. Pour van Schmus and Wood (1967), les chondrites de type 1 étaient les matériaux les plus primitifs. Cependant, comme l'a fait remarquer McSween (1979), van Schmus and Wood

(1967) discutaient déjà de leurs difficultés à faire corrélérer la séquence pétrologique 1–3 avec une augmentation du degré de métamorphisme :

« [...] *there appears to be no direct metamorphic relationship between types C1 and C2. The nature of a direct metamorphic link between the C2- and C3-type chondrites is also improbable.* »

suivit de :

« *We do believe, however, that the type 4 chondrites were derived from type 3 chondrites, and that types 5 and 6 represent higher degrees of metamorphism.* »

Du fait que les types 3 soient pétrologiquement, mais pas chimiquement, plus primitives que les types 1 et 2, McSween (1979) réinterprète l'échelle pétrologique de van Schmus and Wood (1967) en tenant compte cette fois de l'altération aqueuse (Fig. I.16) (notons ici que les chondrites ayant subi l'épisode d'altération aqueuse le plus intense sont les CIs, météorites considérées primitives d'un point de vue de leurs compositions chimiques globales).

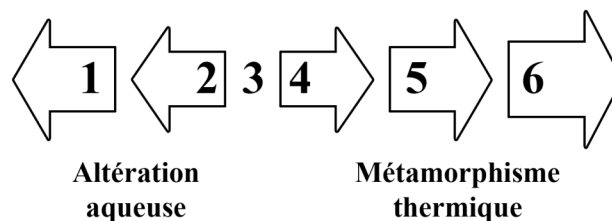


Figure I.16 : Schéma mettant en évidence la correspondance entre les types pétrologiques, la nature et l'intensité des processus corps-parents correspondant. Modifié d'après McSween (1979).

Ainsi, les différents groupes de chondrites sont actuellement caractérisés par un ou plusieurs types pétrologiques, en fonction du type et de l'intensité des processus secondaires subis sur leurs corps parents (Fig. I.17).

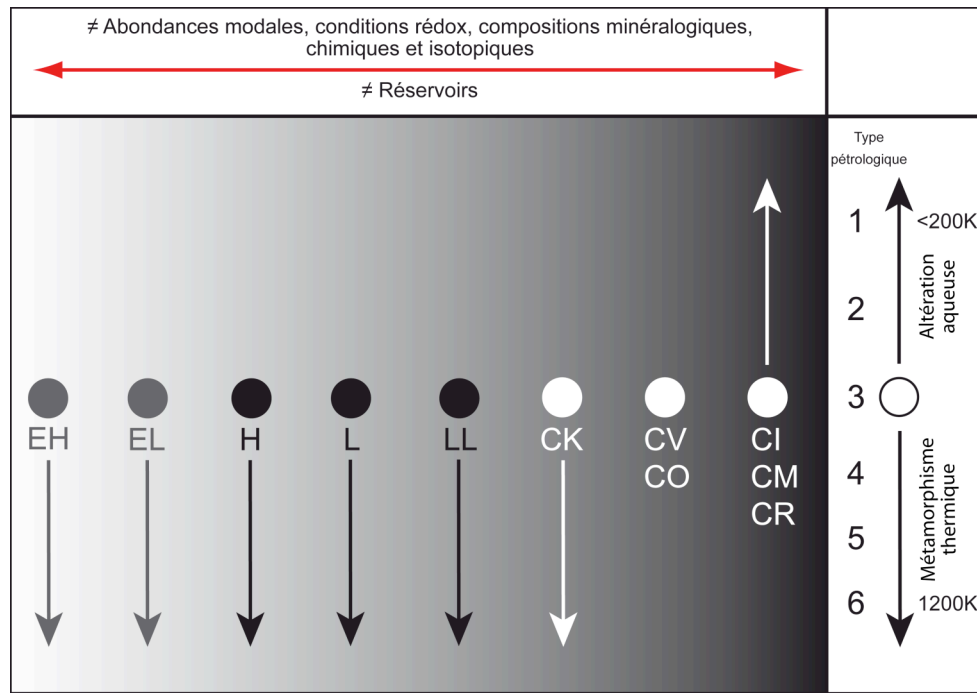


Figure I.17 : Schéma simplifié de la classification des différents groupes de chondrites carbonées, ordinaires et à enstatite, ainsi que de leurs types pétrologiques respectifs.

Les types 3 caractérisent des météorites texturalement, chimiquement et isotopiquement non équilibrées ; c'est-à-dire qui ont subi le moins de modifications sur leurs corps parents (par abus de langage et par raccourci, les chondrites de type 3 sont couramment appelées chondrites primitives). Les types 2 à 1 témoignent d'une augmentation du degré d'altération aqueuse, alors que l'intensité du métamorphisme thermique augmente depuis les types 4 jusqu'aux types 6 (composés de matériaux totalement recristallisés et chimiquement équilibrés). A partir d'un matériau primitif de type 3, l'augmentation du métamorphisme est caractérisée par la recristallisation de la matrice, l'homogénéisation chimique des olivines, ou encore l'accroissement de la taille des feldspaths (Tab. I.3).

La classification de van Schmus and Wood (1967), modifiée par McSween (1979), est celle utilisée actuellement pour rendre compte de la nature et de l'intensité des processus d'altération aqueuse et de métamorphisme thermique subis par les météorites sur leurs corps parents. Cependant, cette échelle pétrologique découple les 2 types de processus. Or, certaines CIs et CMs semblent avoir été hydratées et métamorphisées. Cette échelle pétrologique nous renseigne donc uniquement sur le dernier processus corps-parent ayant affecté le matériau considéré.

Criterion	Petrologic type					
	1	2	3	4	5	6
Homogeneity of olivine and low-Ca pyroxene compositions	—	— >5% mean deviations	—	≤5%	—	Homogeneous
Structural state of low-Ca pyroxene	—	— Predominantly monoclinic	—	>20% monoclinic	≤20% monoclinic	Orthorhombic
Feldspar	—	— Minor primary grains	—	Secondary <2-μm grains	Secondary 2-50-μm grains	Secondary >50-μm grains
Chondrule glass	Altered or absent	Mostly altered, some preserved	Clear, isotropic	Devitrified	—	Absent
Metal: Maximum Ni (wt%)	—	<20 taenite minor or absent	—	kamacite and taenite in exsolution relationship	>20	—
Sulfides: Mean Ni (wt%)	—	>0.5	—	—	<0.5	—
Matrix	Fine grained opaque	Mostly fine-grained opaque	Opaque to transparent	—	Transparent, recrystallized	—
Chondrule-matrix integration	No chondrules	— Sharp chondrule boundaries	—	— Some chondrules can be discerned, fewer sharp edges	—	Chondrules poorly delineated
Carbon (wt%)	3-5	0.8-2.6	0.2-1	—	<0.2	—
Water (wt%)	18-22	2-16	0.3-3	—	<1.5	—

Tableau I.3 : Résumé de quelques critères permettant la caractérisation des différents types pétrologiques.
D'après van Schmus and Wood (1967) et modifications de Sears and Dodd (1988), Brearley and Jones (1998) et Weisberg et al. (2006).

Plus récemment, un type 7 a été créé afin de décrire certaines chondrites ordinaires et à enstatites telles que Shaw (L7) et Happy Canyon (E7) (Dodd, 1981). Toutefois, ces météorites sont (ou contiennent) des « *impact melts* », ce qui rend cette appellation de type 7 inappropriée. Ce terme de type 7 a aussi été utilisé comme une extension de la série métamorphique 3–6 dans le but de décrire certaines chondrites ordinaires non fondues mais semblant avoir subi un épisode thermique beaucoup plus intense qu'un type 6 classique (Heyse, 1978). Bien que ce terme ne soit pas à exclure, il n'existe actuellement aucune description valable du passage d'un type 6 à un type 7 par simple augmentation du métamorphisme thermique. Pour cette raison, l'usage ambigu de ce terme de type 7 n'est généralement pas accepté.

Enfin, les chondrites de type 3 ont subi différentes intensités de métamorphisme thermique sur leurs corps parents, ce qui a poussé à subdiviser ce type pétrologique en utilisant des nombres décimaux depuis 3.0 jusqu'à 3.9, les matériaux les plus primitifs étant de type 3.0 (Sears et al., 1980). Ces variations d'intensité du métamorphisme thermique ont été mesurées par thermoluminescence induite (e.g., Sears et al., 1980; Keck and Sears, 1987), phénomène physique largement dépendant du degré de recristallisation de la mésostase des chondres. Ces subdivisions ont dans un premier temps été proposées pour les chondrites ordinaires, puis dans un second temps pour les chondrites CO (Scott and Jones, 1990; Sears et al., 1991; Chizmadia et al., 2002) et CV (Guimon et al., 1995).

En se basant sur l'étude de l'évolution des teneurs en Cr des olivines des chondres de types II, Grossman and Brearley (2005) ont récemment subdivisé les types 3.0 à 3.2 dans les chondrites ordinaires en types 3.00, 3.05, 3.10, 3.15 et 3.20. De la même façon, Grossman and Rubin (2006) ont subdivisé les types 3.0 à 3.1 dans les chondrites carbonées CO en types 3.00, 3.05 et 3.10 en étudiant les teneurs en Cr des olivines riches en fer. Enfin, nous pouvons également noter que le type 2 des CMs a été subdivisé en types 2.0–2.6 par Rubin et al. (2007) sur la base des modifications minéralogiques et chimiques des PCP (Poorly Characterized Phases), de l'oxydation du métal, de l'altération des phénocristaux des chondres ou encore des variations de la minéralogie des carbonates.

I.II.2. Accrétion chaude vs. accrétion froide

Deux scénarios différents ont été proposés afin d'expliquer l'évolution texturale et chimique des différents groupes de chondrites métamorphiques.

Le premier modèle, dit d'accrétion chaude ou d'autométamorphisme, considère la formation de corps parents par accrétion de matériaux chauds ($\sim 700\text{--}900^\circ\text{C}$) (Anders, 1964; Larimer and Anders, 1967; Hutchison et al., 1980, 1981; Hutchison, 1996). Dans le cas d'un refroidissement rapide des corps parents ainsi formés, les matériaux les composant présenteraient alors les caractéristiques texturales et chimiques de chondrites de type 3. Plus le refroidissement serait lent, et plus les caractéristiques de ces matériaux seraient celles de chondrites de types 6. Dans ce modèle, les différents types pétrologiques 3–6 correspondraient à différents taux de refroidissement. Actuellement, ce modèle est considéré comme obsolète. En effet, Haack et al. (1992) ont démontré que l'accrétion de matériaux chauds au sein d'un environnement nébulaire était un scénario physique incapable de rendre compte des observations et des données expérimentales. Les arguments mis en avant par Haack et al. (1992) sont :

- La reproduction expérimentale des textures des chondres par Radomsky and Hewins (1990) a permis l'estimation des pics de températures de formation ainsi que des taux de refroidissement, respectivement $1500\text{--}1600^\circ\text{C}$ et ~ 10 à 1000°C/h (Hewins, 1996; Yu and Hewins, 1998). Cela implique que les chondres auraient dû être accrétés dans leurs corps parents en moins d'une journée, temps nécessaire pour que la température des chondres passe sous la température subsolidus ($\sim 800^\circ\text{C}$).

- Les taux d'accrétion qu'implique le modèle d'accrétion chaude, afin de pouvoir garder la chaleur des matériaux accrétés et de ne pas la perdre trop rapidement par rayonnement, sont environ quatre ordres de grandeur supérieurs à ceux théoriquement calculés pour des objets de ce type.

Depuis la fin des années 80, le modèle d'accrétion chaude a donc été définitivement abandonné. Désormais, l'étude de l'évolution chimique et texturale des chondrites est systématiquement basée sur un modèle dit d'accrétion froide ou prograde, dans lequel des matériaux initialement froids et en déséquilibres chimiques et isotopiques s'accrètent et sont

chauffés progressivement lors de processus thermiques sur leurs corps parents (Sorby, 1877; Merrill, 1921; Wood, 1962; van Schmus and Koffman, 1967; Dodd, 1969; Lux et al., 1980; McSween et al., 1988). Les matériaux primitifs sont de types 3 alors que les types 6 correspondent aux matériaux les plus métamorphisés, entièrement équilibrés d'un point de vue textural et chimique.

I.II.3. Modèles de corps parents des chondrites

Les modèles thermiques des astéroïdes sont basés sur deux types de configuration (Fig. I.18) :

- Une structure de type « *onion-shell* » ou pelure d'oignon dans laquelle les différents types pétrologiques sont disposés en couches concentriques : les lithologies les plus métamorphiques se situant au centre de l'objet et les lithologies les moins métamorphiques en surface (Dodd, 1969; Anders, 1978; Minster and Allegre, 1979; Pellas and Storzer, 1981; Miyamoto et al., 1982; Bennett and McSween, 1996). Ce type de structure implique une source de chaleur interne telle que la désintégration d'éléments radioactifs.

- Une structure de type « *rubble-pile* » correspondant à un corps parent composé de divers morceaux de types pétrologiques différents (Wasson, 1972; Scott and Rajan, 1981; Grimm, 1985). Ce type de structure est la conséquence de l'agrégation de morceaux provenant d'un ou de plusieurs corps parents cassés lors d'impacts. Cela suggère que certains des corps parents ainsi détruits aient eu au préalable une structure de type « *onion-shell* ».

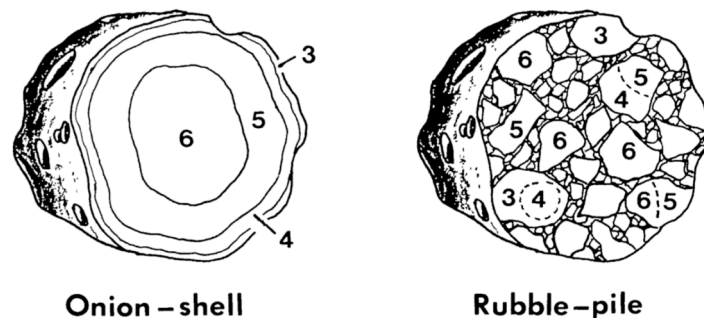


Figure I.18 : Schémas montrant la distribution des différents types pétrologiques d'un objet ayant une structure de type « *Onion-shell* » (structure interne concentrique) ou de type « *Rubble-pile* ». (McSween and Patchen, 1989).

I.II.4. Degré de choc

De nombreuses observations minéralogiques et texturales indiquent que les chondrites ont enregistré un épisode de choc causé par un ou plusieurs impacts sur leurs corps parents. Les caractéristiques pétrographiques (extinction roulante, fractures planaires, mosaïcisme...) de l'olivine et du plagioclase dans les chondrites ordinaires ont amené Stöffler et al. (1991) à proposer un schéma de classification basé sur l'augmentation du degré de choc (Tab. I.4). La gamme de valeurs assignées aux différents degrés de choc s'étend depuis le terme S1 (matériaux quasiment non choqués) jusqu'au terme S6 (matériaux très fortement choqués).

Shock stage	Description	Effect resulting from equilibration peak shock pressure			Shock pressure (GPa) ^a
		Olivine	Plagioclase	Orthopyroxene	
S1	Unshocked		Sharp optical extinction, irregular fractures		<4–5
S2	Very weakly shocked	Undulatory extinction, irregular fractures	Undulatory extinction, irregular fractures	Undulatory extinction, irregular and some planar fractures	5–10
S3	Weakly shocked	Planar fractures, undulatory extinction, irregular fractures	Undulatory extinction	Clinoenstatite lamellae on (100), undulatory extinction, planar and irregular fractures	15–20
S4	Moderately shocked	Weak mosaicism, planar fractures	Undulatory extinction, partially isotropic, planar deformation features		30–35
S5	Strongly shocked	Strong mosaicism, planar fractures, planar deformation fractures	Maskelynite		45–55
S6	Very strongly shocked	Solid-state recrystallization and staining, ringwoodite, melting	Shock melted (normal glass)	Majorite, melting	75–90
	Shock-melted	Whole-rock melting (impact melt rocks and melt breccias)			

Tableau I.4 : Critères de classification du degré de choc dans les chondrites. (Stöffler et al., 1991; Rubin et al., 1997).

L'abondance d'olivine dans les CCs permet d'appliquer ce type de classification à cette classe de chondrite (Scott et al., 1992). Cependant, l'olivine étant une phase peu

abondante dans les chondrites à enstatite, Rubin et al. (1997) ont étendu les critères de classification à l'orthopyroxène (Tab. I.4). D'autres indicateurs de la présence d'un épisode de haute pression sur le corps parent (grenats majoritiques, wadsleyite), ont aussi été décrits dans les chondrites ordinaires (Kimura et al., 2004). Nous pouvons également noter qu'au sein d'une même météorite, le degré de choc peut varier de façon significative à l'échelle du centimètre.

I.II.5. Altération aqueuse

L'altération aqueuse est, avec le métamorphisme thermique, le second processus secondaire majeur qui a affecté les chondrites. Depuis la découverte d'argiles dans la météorite d'Orgueil (Pisani, 1864), il est reconnu que l'eau a joué un rôle prépondérant dans l'évolution du Système Solaire primitif. Les chondrites ordinaires et carbonées (CI, CM, CR, CV et CO) montrent des évidences d'altération aqueuse d'intensités variables, comme la présence de phyllosilicates hydratés (principalement des serpentines et des smectites) souvent associés à des carbonates, des sulfates, des oxydes et des sulfures secondaires (Tomeoka and Buseck, 1982a, 1982b; Keller and Buseck, 1990, 1991; Keller et al., 1994; Kimura and Ikeda, 1998; Krot et al., 1998a, 1998b; Brearley, 2003, 2006; Abreu and Brearley, 2005). Les divers assemblages minéralogiques secondaires observés dans les différents groupes de chondrites seraient le résultat de conditions d'altération variables (P , T , f_{O_2} , rapport eau/roche) (e.g., Zolensky et al., 1993; Brearley, 2003, 2006). Quatre modèles différents ont été proposés pour expliquer la présence de ces phases d'altération dans les chondrites :

- Réaction de minéraux anhydres de haute température avec une phase vapeur aqueuse lors du refroidissement de la nébuleuse solaire (Grossman and Larimer, 1974; Cyr et al., 1998).
- Hydratation de poussières anhydres présentes dans les régions froides de la nébuleuse solaire lors du passage d'ondes de choc (Ciesla et al., 2003).
- Altération de petits corps parents qui vont ensuite être cassés lors de chocs puis mélangés pour former des corps parents plus gros (e.g., Metzler et al., 1992; Bischoff, 1998).

- Altération sur des corps parents de taille astéroïdale (Kerridge and Bunch, 1979; Zolensky and McSween, 1988; Hanowski and Brearley, 2001).

I.II.5.1. Arguments en faveur d'un processus d'altération nébulaire

La diversité des phases d'altération, associée à la rareté et à la distribution hétérogène des phyllosilicates dans les CAIs d'Allende, est actuellement interprétée comme le résultat de la formation de phases hydratées dans la nébuleuse solaire avant l'accrétion. Par exemple, Hashimoto and Grossman (1987) et Keller and Buseck (1991) ont proposé que les phyllosilicates formés par la réaction entre les CAIs et un gaz nébulaire pouvaient être à l'origine du métasomatisme Fe-alkalin-halogène (enrichissement en Cl, Na, K, Fe) observé dans Allende. Dans ce cas, la distribution hétérogène des phases d'altération dans les CAIs proviendrait du fait que la totalité des CAIs n'aurait pas interagi avec le gaz nébulaire.

I.II.5.2. Arguments en faveur d'un processus d'altération corps-parent

La présence, dans de nombreuses CVs comme Bali, de veines d'altération recoupant les différents composants chondritiques, est un argument fort en faveur d'un processus d'altération corps-parent (Krot et al., 1998a, 1998b; Brearley, 2003). Cela est également appuyé par le fait que dans les CVs les plus altérées (Bali, Kaba, et Mokoia), CAIs, chondres et matrices ont tous été altérés (Brearley, 2006), indiquant ainsi que l'altération de ces composants c'est produite après l'accrétion. Cette conclusion semble confirmée par la perte en Ca de la mésostase des chondres et de sa redistribution dans la matrice lors de l'altération. Brearley (1999) a aussi observé que plusieurs chondres riches en pyroxènes pauvres en calcium contenaient des phases hydratées similaires et dans des abondances semblables, ce qui semble compatible avec un processus d'altération corps-parent lors duquel les chondres auraient été affectés par un même fluide aqueux.

Les compositions isotopiques globales de l'oxygène de certaines CVs dont Bali, se situent sur la ligne CCAM, avec toutefois un appauvrissement en ^{16}O en comparaison d'autres CVs comme Allende. Cet appauvrissement en ^{16}O est interprété comme la conséquence d'un processus d'altération aqueuse (Krot et al., 1995; Clayton and Mayeda, 1996, 1999). Dans Bali, ces appauvrissements isotopiques correspondent aux zones les plus riches en phyllosilicates, ce qui est cohérent avec une altération aqueuse à basse température, donc sur un corps parent (Keller et al., 1994).

L'étude des DIs dans les CVs a également fourni de nombreux arguments en faveur d'un processus d'altération sur le corps parent (e.g., Brearley and Jones, 1998; Brearley, 2003, 2006). Par exemple, la formation de néphéline, de sodalite, de sulfures de Fe-Ni, de veines de pyroxène-andradite, ainsi que la dissolution-recristallisation d'hedenbergite aux bords des DIs, est interprétée comme le résultat d'un épisode d'altération ayant eu lieu dans un environnement astéroïdal, à la fois avant et après l'incorporation de ces DIs dans la météorite hôte (Krot et al., 1998a, 1998b; Krot et al., 2000b).

I.III. Altération terrestre

Les météorites ont toutes résidé à la surface de la Terre, subissant ainsi des modifications chimiques liées à des phénomènes d'altération. Pendant le temps de résidence des météorites à la surface terrestre (généralement moins de 50 000 ans ; Jull (2006)), des processus d'altération vont modifier les textures et les compositions chimiques, minéralogiques et isotopiques que ces météorites avaient avant leur chute sur Terre et qui témoignaient des processus nébulaires et corps-parents subis (Bland et al., 2006). Avant toute analyse de météorites et interprétation de résultats, il est donc nécessaire d'avoir une estimation du degré d'altération terrestre des météorites observées.

Pour les météorites provenant des champs de collecte situés en Antarctique, le Meteorite Working Group de la NASA utilise les catégories A (peu rouillée), B (modérément rouillée), C (fortement rouillée) et *e* (présence de minéraux évaporitiques visibles à l'œil nu) pour quantifier le degré d'altération terrestre. Cette méthode d'estimation se fait sans préparation, à partir de la météorite brute, c'est-à-dire telle qu'elle a été trouvée.

Dans le cas des météorites provenant de déserts chauds, une échelle permettant d'évaluer sur des sections polies les effets liés à cette altération a été proposée par Jull et al. (1991) puis mise à jour par Wlotzka (1993), Wlotzka et al. (1995) et Al-Kathiri et al. (2005). Dans ce système d'évaluation, six catégories ont été définies, depuis un faible degré d'oxydation (W1) jusqu'à l'oxydation totale du métal et des sulfures (W4), puis avec le début (W5) et l'importante (W6) altération des silicates mafiques.

Les travaux de Bland et al. (1996, 1998, 2000) discutent de la possibilité de quantifier le degré d'altération terrestre des chondrites ordinaires en utilisant la spectroscopie Mössbauer sur le ^{57}Fe , en déterminant l'abondance relative du Fe^{3+} de l'échantillon analysé ; les chondrites ordinaires provenant de chutes observées ne contenant qu'une quantité infime de Fe^{3+} .

I.IV. Sources de chaleur dans le Système

Solaire primitif : origines et

conséquences sur l'évolution des corps

parents des chondrites carbonées

La présence d'objets différenciés (Terre, Mars, Vesta 4...) et de chondrites métamorphiques (chondrites ordinaires, chondrites à enstatite, CKs), indique que de

nombreux corps du Système Solaire ont subi des processus thermiques de natures et d'intensités variées (Brearley and Jones, 1998; McSween et al., 2002; Ghosh et al., 2006). La stratification thermique de la ceinture d'astéroïde découverte par Gradie and Tedesco (1982), dont la partie la plus interne est dominée par des objets fondus ou métamorphiques alors que les objets primitifs sont plus abondants dans la partie externe (Fig. I.19), est interprétée comme la signature de l'existence d'un ou de plusieurs processus thermiques dans la nébuleuse solaire (Ghosh et al., 2006).

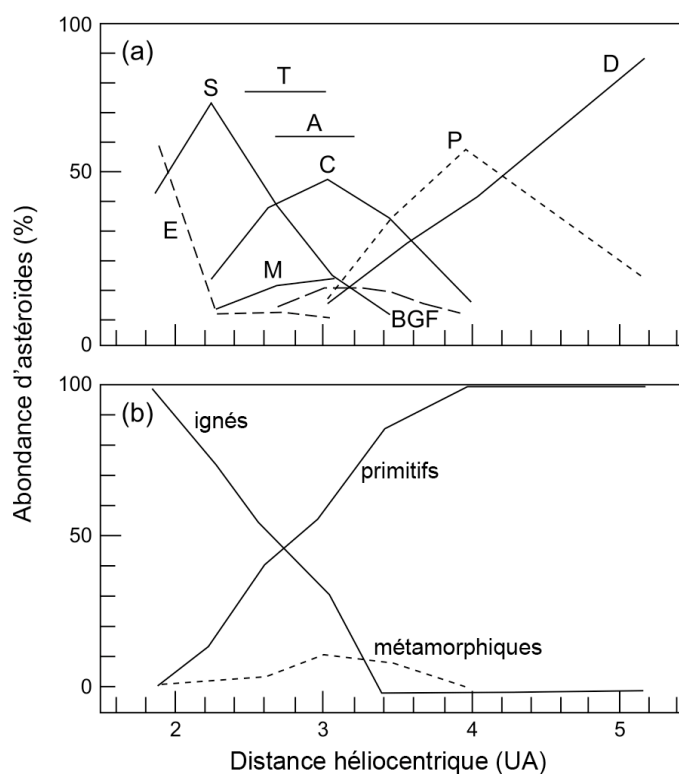


Figure I.19 : (a) Distribution des différents types d'astéroïdes suivant leur taxonomie (Tholen) en fonction de la distance héliocentrique. (b) Distribution des astéroïdes primitifs, métamorphiques et ignés en fonction de la distance héliocentrique. Ces deux figures montrent que les astéroïdes fondus sont préférentiellement situés dans la partie de la ceinture d'astéroïde la plus proche du Soleil alors que les astéroïdes les moins altérés sont plus abondants dans la partie externe. Modifiée d'après Ghosh et al. (2006).

La présence de ce gradient thermique a été initialement attribuée à la production de chaleur provoquée par la désintégration radioactive de ^{26}Al ou par un phénomène d'induction magnétique (McSween et al., 2002, et références). Toutefois, cette stratification pourrait aussi être le résultat d'une combinaison de plusieurs processus thermiques différents. Les séries métamorphiques des chondrites ordinaires (type spectral S ; Binzel et al. (2004)) seraient le résultat d'un métamorphisme corps-parent causé par la désintégration d'isotopes radioactifs à courte durée de vie comme ^{26}Al , alors que les évidences d'un épisode métamorphique observées dans certaines chondrites carbonées (CVs et CKs) sont interprétées

comme la conséquence d'impacts entre astéroïdes (McSween et al., 2002; Ghosh et al., 2006; Huss et al., 2006, et références). Notre travail s'inscrit dans cette problématique, à savoir essayer de décrire et de caractériser le métamorphisme des CKs pour déterminer si ce processus thermique corps-parent pourrait avoir été causé par des impacts, par la désintégration d'éléments radioactifs à courte durée de vie, ou par un autre type de processus thermique qui n'a pas encore été envisagé.

I.IV.1. Sources de chaleur dans le Système Solaire primitif

Avant les années 50, les sources de chaleurs connues dans notre Système Solaire étaient celles provenant de la désintégration d'éléments radioactifs comme le potassium, l'uranium et le thorium. Le premier à supposer et à proposer une autre source de chaleur fut Harold C. Urey, prix Nobel de chimie en 1934 pour la découverte de l'eau lourde et également connu pour la réalisation en 1953 de l'expérience de Miller-Urey qui donna naissance au concept de soupe primitive :

« [...] it is difficult to believe that heating by K, U, and Th is a feasible explanation for the high-temperature stage required to produce the meteorites. » (Urey, 1955)

Urey (1955) proposa que l' ^{26}Al pourrait être une source de chaleur pour le métamorphisme corps-parent des météorites, ce qui n'avait alors jamais été suggéré. En effet, avant 1954, la demi-vie de l' ^{26}Al avait été mesurée à 6,3 secondes (Hollander et al., 1953), ce qui ne permettait pas de considérer la désintégration radioactive de l' ^{26}Al comme une source potentielle de chaleur pouvant affecter les astéroïdes et autres planétésimaux. Depuis les travaux d'Urey (1955), différentes sources de chaleur ont été proposées afin d'expliquer le métamorphisme et la différenciation de certains astéroïdes dans le Système Solaire primitif (Ghosh et al., 2006; Huss et al., 2006). Ces différentes sources de chaleur sont présentées ci-dessous.

I.IV.1.1. Chaleur d'accrétion ou de collision

L'énergie d'accrétion, de collision, ou encore d'impact, correspond à la chaleur générée lorsque l'énergie potentielle gravitationnelle d'un objet situé dans un champ gravitationnel (plus toute autre énergie cinétique associée à la vitesse induite par un mouvement orbital) est convertie en chaleur. Au moment de la collision, une partie de la chaleur est perdue par radiation et/ou par transformation en énergie cinétique lors de l'éjection de matière. La partie de la chaleur restante peut alors contribuer à l'échauffement de l'objet impacté. Melosh (1990) attire l'attention sur le fait que pendant l'accrétion, si les objets impactés sont inférieurs à une taille critique (rayon inférieur à ~50 km), l'énergie délivrée par l'impact est alors peu importante. A contrario, si la taille de l'impacteur est trop grande comparée à celle de l'impacté, ce dernier sera entièrement détruit. Par conséquent, l'impact comme source de chaleur dans le Système Solaire n'est valable que pour des objets assimilables en terme de taille à des planétésimaux ou à des objets plus gros comme les planètes telluriques. Pour des astéroïdes ayant un rayon inférieur à environ 50 kilomètres, cette source de chaleur est insuffisante pour causer un épisode métamorphique global (Melosh, 1990; Keil et al., 1997). Les impacts ne seraient à l'origine que de recuits localisés à la surface des astéroïdes et non de séries métamorphiques complètes. Par ailleurs, il semblerait exister pour les chondrites ordinaires une corrélation positive entre les degrés de choc et les types pétrologiques (Stöffler et al., 1991; Rubin, 1995, 2003). Même si ces résultats suggèrent qu'une source de chaleur causée par un ou plusieurs impacts a dû jouer un rôle important dans le métamorphisme des chondrites ordinaires, les types 5 et 6 ne présentent qu'un faible degré de choc (S1). Cette dernière observation semble donc confirmer que le métamorphisme de choc n'est qu'un phénomène thermique local à l'échelle de l'astéroïde et donc du corps parent des météorites chondritiques. Enfin, notons ici que contrairement à certaines idées reçues, la durée d'un épisode métamorphique causé par un impact est de l'ordre de la seconde, plus le temps de relaxation thermique variant de quelques jours à quelques années. En étudiant les cinétiques de croissance de la ringwoodite et les profils de diffusion du Mn et du Ca entre l'olivine et la ringwoodite, Beck et al. (2005) ont calculé que la durée du pic de métamorphisme de l'épisode thermique de choc dans Tenham (L6) n'a pas excédé 1s. Quant à la durée de relaxation thermique, elle est de l'ordre de quelques minutes pour des objets d'une centaine de mètres produits par la fragmentation de l'astéroïde (Heymann, 1967; Min, 2005).

I.IV.1.2. Désintégration des isotopes à courte durée de vie

Deux isotopes à courte durée de vie peuvent être considérés comme sources potentielles de chaleur : l' ^{26}Al et le ^{60}Fe . D'autres isotopes radioactifs ont été incorporés dans les divers composants chondritiques et donc dans les corps parents, mais soit (i) leurs abondances étaient trop faibles pour produire une quantité de chaleur suffisante lors de leurs désintégrations (^{41}Ca , ^{10}Be), soit (ii) leurs demi-vies étaient trop longues pour contrebalancer la perte de chaleur par radiation (^{53}Mn).

I.IV.1.2.a. Aluminium-26

L' ^{26}Al est un isotope radioactif de demi-vie ($t_{1/2}$) $\sim 0,76$ Ma qui se désintègre en ^{26}Mg . Au milieu des années 1970, Gray and Compston (1974) et Lee and Papanastassiou (1974) ont découvert que certains des CAIs d'Allende contenaient des excès de ^{26}Mg ($^{26}\text{Mg}^*$). Lee et al. (1976) corrélèrent ces données avec les rapports Al/Mg des minéraux dans lesquels ont été obtenues les analyses isotopiques de Mg. Ils interprétèrent les excès isotopiques en ^{26}Mg comme le résultat de la désintégration *in situ* d' ^{26}Al . Les rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ les plus élevés ont été mesurés dans des CAIs ($\sim 5,2 \times 10^{-5}$; Jacobsen et al. (2008)). Ce rapport est considéré actuellement comme le rapport initial, dit canonique, du Système Solaire et comme celui de la nébuleuse solaire (e.g., MacPherson et al., 1995; McKeegan and Davis, 2003). La production de chaleur produite par la désintégration radioactive de l' ^{26}Al est couramment invoquée comme cause du métamorphisme des astéroïdes car (i) l'aluminium est un élément abondant dans les chondrites, (ii) l'abondance initiale en ^{26}Al est relativement élevée comparée à d'autres isotopes radioactifs d'éléments abondants dans les chondrites (^{41}Ca , ^{60}Fe) (Tab. I.5), (iii) l' ^{26}Al a une courte durée de vie, et (iv) son énergie de désintégration est élevée (2 MeV). Ainsi, l' ^{26}Al peut potentiellement être une source de chaleur intense, mais de courte durée (quelques Ma) en raison de la rapidité de sa décroissance radioactive (Fig. I.20).

Isotope radioactif (R*)	Demi-vie (Ma)	Isotope fils	Isotope de référence (R)	Rapport initial (R*/R) ₀	Référence
⁴¹ Ca	0,10	⁴¹ K	⁴⁰ Ca	$1,5 \times 10^{-8}$	(1)
²⁶ Al	0,76	²⁶ Mg	²⁷ Al	5×10^{-5}	(2)
⁶⁰ Fe	1,5	⁶⁰ Ni	⁵⁶ Fe	3×10^{-7}	(3)
¹⁰ Be	1,5	¹⁰ B	⁹ Be	6×10^{-4}	(4)
⁵³ Mn	3,7	⁵³ Cr	⁵⁵ Mn	$1-4 \times 10^{-5}$	(5)
¹⁰⁷ Pd	6,5	¹⁰⁷ Ag	¹⁰⁸ Pd	5×10^{-5}	(6)
¹²⁹ I	15,9	¹²⁹ Xe	¹²⁷ I	1×10^{-4}	(7)
¹³⁵ Cs	2,3	¹³⁵ Ba	¹³³ Cs	2×10^{-4}	(8)
¹⁸² Hf	9,0	¹⁸² W	¹⁸⁰ Hf	$1-1,6 \times 10^{-4}$	(9)

Tableau I.5 : Exemples d'isotopes radioactifs à courte durée de vie. (1) Srinivasan et al. (1994, 1996); (2) Lee et al. (1976), MacPherson et al. (1995); (3) Shukolyukov and Lugmair (1993), Mostefaoui et al. (2003, 2004, 2005), Tachibana and Huss (2003), Tachibana et al. (2005); (4) McKeegan et al. (2000); (5) Birck and Allègre (1985), Lugmair and Galer (1992), Lugmair and Shukolyukov (1998); (6) Chen and Wasserburg (1990); (7) Jeffery and Reynolds (1961); (8) McCulloch and Wasserburg (1978). (9) Kleine et al. (2002), Yin et al. (2002), Quitté and Birck (2004).

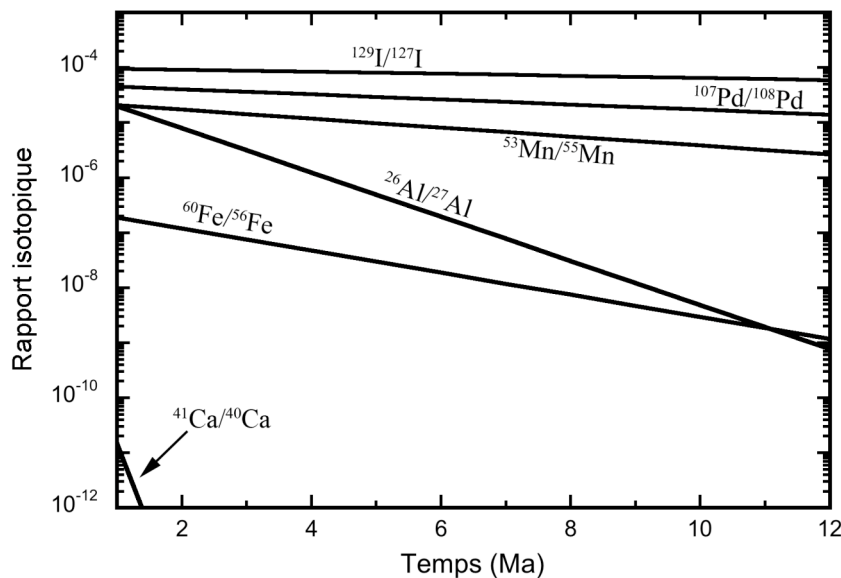


Figure I.20 : Evolutions de plusieurs rapports isotopiques en fonction du temps et en supposant un système fermé. Les rapports initiaux et les demi-vies utilisés correspondent à ceux présentés dans le tableau I.5.

En se basant sur des études récentes indiquant que les corps parents chondritiques se sont accrétés après la formation des chondres, eux-mêmes formés ~2 Ma après les CAIs (Kita et al., 2000, 2005), plusieurs modèles d'évolution thermique montrent que la désintégration de ²⁶Al peut chauffer le cœur d'un astéroïde d'une centaine de kilomètres de diamètre à des températures supérieures à 1000°C pendant plus de 10 Ma (Miyamoto et al., 1982; Grimm and McSween, 1993; Bennett and McSween, 1996; McSween et al., 2002; Bouvier et al., 2007) (Fig. I.21).

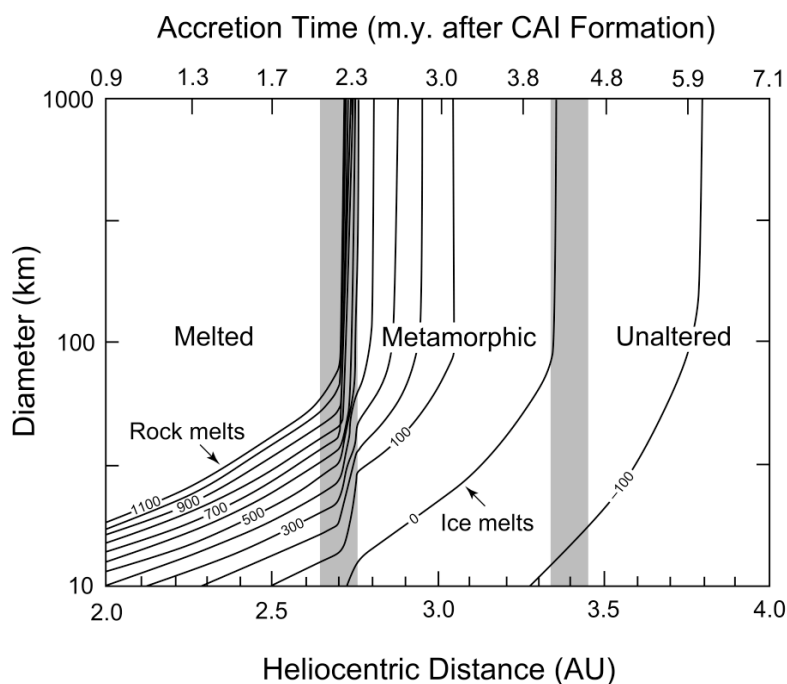


Figure I.21 : Températures maximales calculées pour des astéroïdes dépourvus de glace, en fonction du début de leur accrétion, de la distance héliocentrique et du diamètre de l'objet. Modèle calculé en considérant ^{26}Al comme source de chaleur. Pour qu'un astéroïde soit susceptible de chauffer à des températures métamorphiques, voire de fondre dans certains cas, il est nécessaire qu'il ait une taille conséquente et qu'il se soit accrété très tôt (moins de 2 Ma après la formation des CAIs) et à de faibles distances héliocentriques. (Grimm and McSween, 1993).

Toutes les études proposant comme source de chaleur la désintégration de ^{26}Al émettent l'hypothèse d'une composition chimique initiale homogène de la nébuleuse solaire (du moins pour cet élément), hypothèse appuyée par la cohérence des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ mesurés dans de nombreuses météorites provenant de diverses classes (Huss et al., 2001). Néanmoins, certaines inclusions réfractaires (inclusions de type FUN ; Wasserburg et al. (1977)) contiennent des anomalies isotopiques extrêmes pour de nombreux éléments (Ca, Ti, Cr), mais ne présentent pas d'excès de ^{26}Mg d'origine radiogénique. Les caractéristiques isotopiques des inclusions FUN ont amené à considérer une origine externe de ^{26}Al et une distribution initiale non homogène dans le disque protoplanétaire.

I.IV.1.2.b. Fer-60

Le ^{60}Fe , qui se désintègre en ^{60}Ni ($t_{1/2} = 1.5$ Ma), fut proposé comme source de chaleur par Shukolyukov and Lugmair (1993) (Tab. I.5). Son abondance dans le Système Solaire ainsi que sa forte énergie de désintégration (3.04 MeV) font du ^{60}Fe une source d'énergie conséquente pour le métamorphisme des astéroïdes. Toutefois, et ce malgré le fait que l'énergie de désintégration du ^{60}Fe soit supérieure à celle de ^{26}Al , le taux de chaleur produit par désintégration du ^{60}Fe est 4 fois inférieur à celui de ^{26}Al , respectivement 1×10^3 J/Ma/kg

et 5×10^7 J/Ma/kg (Ghosh, 1997). Cela est expliqué par la différence initiale d'abondance de ces 2 éléments dans les CAIs (Fig. I.20). Ces calculs doivent cependant être nuancés car ils ont été réalisés en utilisant des rapports initiaux $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ respectivement égaux à 1×10^{-8} et 5×10^{-5} (MacPherson et al., 1995; Ghosh et al., 2006), alors que des mesures récentes du rapport initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ montrent des variations entre $\sim 3 \times 10^{-7}$ et $\sim 1 \times 10^{-6}$ (Mostefaoui et al., 2003, 2005; Tachibana and Huss, 2003; Tachibana et al., 2005). Dans ce cas, la production de chaleur produite par la désintégration du ^{60}Fe ne serait que deux fois inférieure à celle de ^{26}Al .

Par comparaison à ^{26}Al , et même si le rapport initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ est actuellement mal contraint, le ^{60}Fe doit être uniquement considéré comme une source de chaleur ayant un effet limité dans le cadre d'environnements planétaires ou astéroïdaux. Trois types d'effets peuvent être mis en évidence. Premièrement, une désintégration *in situ* du ^{60}Fe pourrait augmenter la température interne du corps parent dans lequel il a été incorporé, de 140°C si l'on considère une composition de type LL et de 170°C pour une composition de type CV (Kunihiro et al., 2004). Deuxièmement, et uniquement dans le cas d'un objet en cours de différenciation, une production de chaleur lors de la ségrégation du fer accompagnant la formation du noyau pourrait être envisagé. Ce scénario a été testé par Ghosh (1997), sans résultats, en utilisant un rapport initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ de 1×10^{-8} . Il serait néanmoins intéressant de revoir ce problème en utilisant les données plus récentes du rapport initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ (Mostefaoui et al., 2003, 2005; Tachibana and Huss, 2003; Tachibana et al., 2005). Enfin, même si la désintégration du ^{60}Fe produit moins de chaleur que celle de ^{26}Al , elle pourrait toutefois ralentir la vitesse de refroidissement de l'objet considéré car sa demi-vie est 2 fois plus importante que celle de ^{26}Al (Tab. I.5). La production de chaleur par désintégration radioactive du ^{60}Fe ne semble donc pas être une source de chaleur principale (en terme d'intensité) au sein du Système Solaire, mais doit être potentiellement considérée comme source de chaleur secondaire pouvant s'ajouter à celle causée par la désintégration de ^{26}Al .

I.IV.1.3. Induction magnétique

La théorie d'une production de chaleur causée par un processus d'induction magnétique a été proposée pour la première fois par Sonett and Colburn (1968) en se basant sur l'étude des processus physiques présents au sein des étoiles T Tauri (Kuhi, 1964). Lorsque

l'étoile est en phase T Tauri, un courant électrique peut être généré au sein des planétésimaux au moment où ils traversent le champ magnétique porté par le vent solaire. Pour les planétésimaux composés de matériaux suffisamment conducteurs, la circulation de ce courant électrique peut provoquer leur échauffement (Herbert and Sonett, 1979; Herbert, 1989).

La modélisation de l'échauffement par induction magnétique est extrêmement complexe, en particulier à cause du nombre élevé de paramètres ainsi que de la faible contrainte que l'on a sur ces derniers, par exemple le degré d'homogénéité, l'intensité et la durée du vent solaire. D'autre part, la taille des planétésimaux semble être le paramètre le plus contraignant : la quantité de chaleur produite par ce type de processus augmente avec la taille de l'objet jusqu'à un rayon critique au-delà duquel la production de chaleur diminue. En dépit de ces nombreuses incertitudes, des modèles récents prévoient la fusion d'astéroïdes due à l'échauffement par induction électromagnétique (Herbert, 1989; Shimazu and Terasawa, 1995).

Le principal argument s'opposant à une production de chaleur par induction électromagnétique a été émis par Wood and Pellas (1991). Il porte sur le fait que la densité du vent solaire est anisotrope alors que ce paramètre avait été supposé isotrope dans les modèles précédents (Sonett and Colburn, 1968). De plus, la majeure partie de la matière éjectée par une étoile en phase T Tauri se situe au niveau des pôles et non pas dans le plan équatorial correspondant à la zone d'accrétion, zone où vont se former les composants chondritiques, les astéroïdes et autres planétésimaux.

Même si le problème d'échauffement par induction magnétique ne s'articule quasiment qu'autour du choix d'un jeu de paramètres raisonnables, ce type de production de chaleur est toujours invoqué de nos jours, notamment lorsque les scénarios mettant en jeu la désintégration d'isotopes à courte durée de vie ne donnent pas les résultats souhaités. Il faut cependant noter que la majeure partie de la communauté scientifique estime actuellement que l'échauffement par induction électromagnétique ne peut pas être considéré comme une source significative de chaleur pour le métamorphisme des astéroïdes.

I.IV.1.4. Evènements de type FU-Orionis

L'observation de l'étoile FU-Orionis appartenant à la constellation d'Orion a permis de remarquer qu'avant leur entrée dans la séquence principale, certaines étoiles subissaient périodiquement d'importantes éruptions de matière. Leur luminosité peut alors augmenter jusqu'à 250 fois sur des périodes aussi courtes que l'année, avant de décroître pendant environ 10 à 100 ans pour retrouver sa valeur initiale avant éruption (Herbig, 1978; Bell et al., 2000). De ce fait, une étoile T Tauri pourrait être dans cette phase d'éruption lumineuse pendant environ 10% de son existence.

En considérant ce type de phénomène, Wasson (1992) a montré que la première centaine de mètres de la surface d'un planétésimal situé à ~3 UA pouvait être chauffée à des températures supérieures à 1200°C. L'échauffement d'objets stellaires par ce type de processus implique que la zone située entre le Soleil et les objets considérés soit dégagée. Or ces évènements de type FU-Orionis ne se produisent que lorsque les étoiles possèdent encore un disque d'accrétion dense (Bell et al., 2000), ce qui empêcherait les éruptions solaires ainsi produites d'atteindre les planétésimaux et de provoquer leur échauffement. Par conséquent, la plupart des scientifiques ne considèrent pas ce phénomène comme étant une source de chaleur pouvant affecter des astéroïdes lors des premiers stades de la formation du Système Solaire.

I.IV.2. Les CKs, unique groupe de chondrites carbonées métamorphiques

I.IV.2.1. Des chondrites rares et peu étudiées

Les chondrites carbonées CK ont été, et sont toujours, peu étudiées car limitées au petit nombre de météorites classifiées (210 à la date du 6 Décembre 2011) (Tab. I.6), et à la petite taille de ces objets (masse médiane ~33,5 grammes). Après la chute de Karoonda en 1930 et la trentaine de trouvailles des années 70–80, les découvertes et les classifications de CKs se sont accélérées au début des années 90 (Fig. I.22a). La mise en place de collectes

systématiques au Sahara et en Antarctique ont permis, à partir des années 1990, d'apporter chaque année une dizaine de météorites supplémentaires (Fig. I.22a), notamment des CKs de type 3 qui vont s'avérer importantes pour l'étude de ce groupe de chondrites. Actuellement, 17 CK3 ont été déclarées (Tab. I.6). L'augmentation du nombre de déclaration de CKs depuis les années 90 a donc favorisé l'étude de ce groupe de chondrites métamorphiques, comme le montre l'évolution du nombre d'articles scientifiques publiés au cours du temps (Fig. I.22b), évolution sensiblement similaire à celle du nombre de pierres classifiées.

		Nombre total de météorites classifiées	Nombre de chutes
Chondrites carbonées	CI	9	5
	CM	437	15
	CO	301	6
	CR	134	3
	CV	216	7
	CK	210	2
	(CK3)	17	0
	(CK4)	85	2
	(CK5)	94	0
	(CK6)	11	0
	(Non définie)	3	0
	CB	18	1
	CH	22	0
Chondrites à enstatite		508	17
Chondrites ordinaires	H	16 312	352
	L	14 708	396
	LL	5 417	94

Tableau I.6 : Nombre de météorites classifiées et de chutes observées pour chaque classe et groupe de chondrites ainsi que pour chaque type pétrologique de CK, à la date du 6 Décembre 2011.

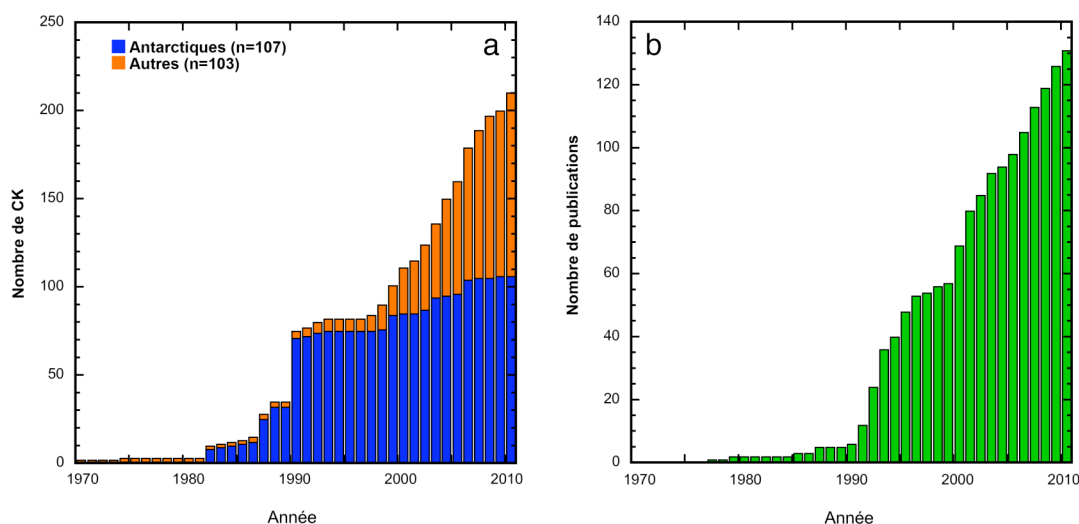


Figure I.22 : (a) Histogramme cumulé du nombre de chutes et de trouvailles de chondrites carbonées CK au cours du temps (à la date du 6 Décembre 2011). Le nombre total de CKs classifiées est de 210, dont 2 chutes observées, celle de Karoonda (CK4) en 1930 et celle de Kobe (CK4) en 1999. (b) Histogramme cumulé du nombre de publications traitant entièrement ou en partie de CKs (que les météorites aient été ou non classifiées en tant que CK au moment de la publication).

I.IV.2.2. Caractéristiques pétrologiques et texturales des CKs

Parmi toutes les CCs, le groupe des CKs est le seul et unique groupe métamorphique de chondrites carbonées (types pétrologiques > 3). Il est en majeure partie composé de types pétrologiques 4 à 6 (Tab. I.6). Ces chondrites sont donc des météorites à la fois primitives d'un point de vue de leur chimie globale, et évoluées car elles ont subi un ou des processus métamorphiques secondaires intenses sur leur(s) corps parent(s). Les CKs ont été initialement définies comme étant des météorites appauvries en éléments modérément volatils par rapport aux chondrites CO et CV et dont les abondances globales en éléments lithophiles réfractaires se situent entre celles mesurées dans les COs et dans les CVs (Fig. I.9) (Kallemeyn et al., 1991). Puisqu'il n'existe que peu de matériel disponible pour réaliser des analyses chimiques globales (analyses destructives), il est d'usage d'utiliser les critères suivant pour la classification des CKs :

- La forte abondance de matrice et la faible teneur en inclusions réfractaires (Kallemeyn et al., 1991) (Tab. I.1).
- La taille moyenne importante des chondres (Tab. I.1).
- L'homogénéité des compositions des olivines, équilibrées à $\sim\text{Fa}_{31}$ (Scott and Taylor, 1985; Kallemeyn et al., 1991).
- L'augmentation de la taille des feldspaths des matrices depuis les types 4 ($< 2 \mu\text{m}$) jusqu'aux types 5 ($2\text{--}50 \mu\text{m}$) et 6 ($\geq 50 \mu\text{m}$) (Tab. I.3).
- Un important degré d'oxydation (Fig. I.11, I.12) (Kallemeyn et al., 1991; Noguchi, 1993; Geiger and Bischoff, 1995; Greenwood et al., 2010a), attesté par (i) la forte teneur en Ni des olivines de la matrice ($\sim 0,5 \text{ wt\%}$), (ii) l'absence quasi totale de métal, et (iii) l'abondance de magnétite, contenant souvent de nombreuses exsolutions d'ilménite et de spinelle.
- Une large gamme de compositions chimiques des plagioclases ($\sim\text{An}_{20}\text{--}\text{An}_{100}$), les cœurs des cristaux étant plus sodiques que les bordures (e.g., Scott and Taylor, 1985; Rubin, 1991a; Keller et al., 1992; Keller, 1993; Brearley and Jones, 1998).
- Des compositions chimiques globales en oxygène situées sur la droite CCAM au niveau du champ défini par les COs et les CVs (Fig. I.14).

Une particularité majeure des CKs est la texture des olivines matricielles des types 3 à 5, qui contiennent de nombreuses inclusions et vésicules nano et micrométriques (Kallemeyn et al., 1991; Rubin, 1991a, 1992; Tomeoka et al., 2001, 2005; Ohnishi et al., 2007; Brearley, 2009) (Fig. I.23).

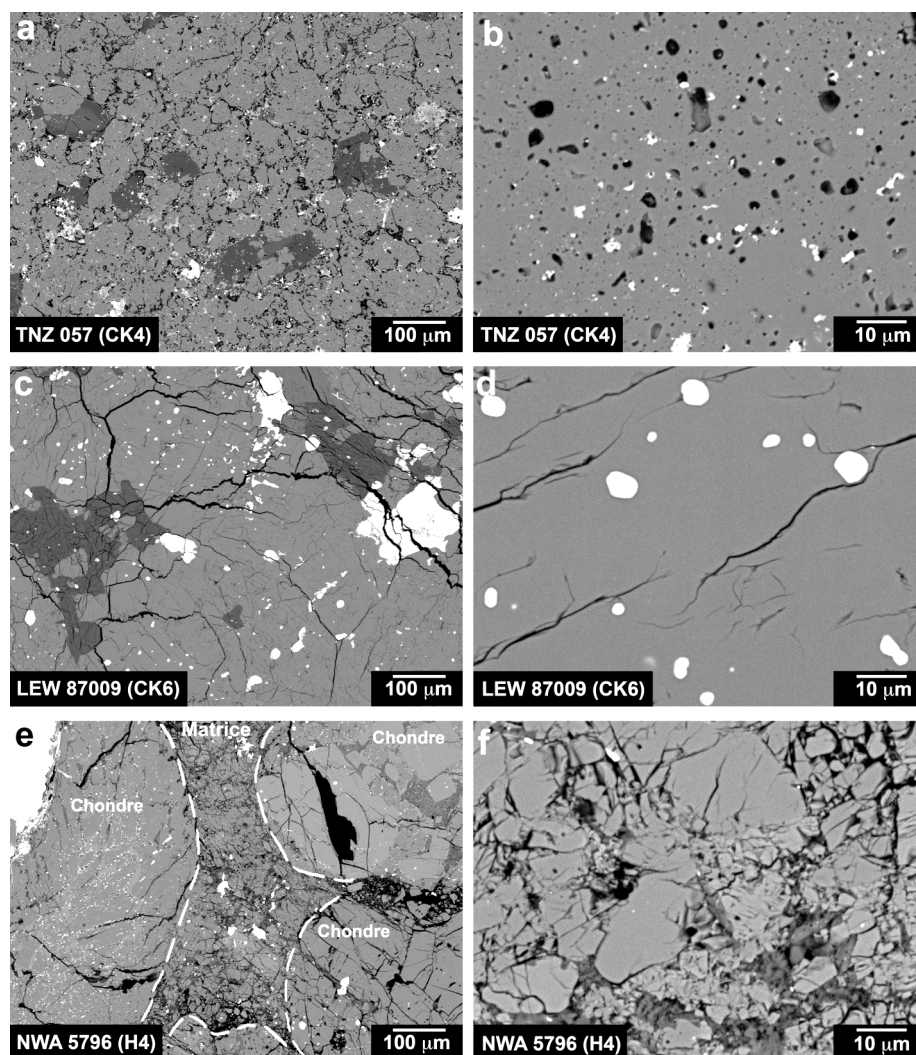


Figure I.23 : Images en BSE à deux échelles différentes de la matrice de TNZ 057 (CK4) (a-b), de LEW 87009 (CK6) (c-d) et de NWA 5796 (H4) (e-f). La matrice de TNZ 057 possède la texture typique des CK3–5, caractérisée par la présence de nombreuses inclusions et vésicules (b). Cette texture n'existe pas dans les autres groupes de chondrites métamorphiques, par exemple les chondrites ordinaires de type H (f). Dans LEW 87009, les oxydes ont des tailles supérieures à ceux présents dans TNZ 057 ; la matrice y est complètement recrystallisée et ne présente plus la texture caractéristique des CK3–5. Les feldspaths dans la matrice de LEW 87009 sont plus gros que ceux de TNZ 057, illustrant ainsi l'augmentation de la taille des feldspaths dans les CKs avec le type pétrologique. De plus, on remarque que la matrice des chondrites ordinaires est, pour un type pétrologique équivalent, à grains plus fins que la matrice des CKs (a-b, e-f).

La texture caractéristique des matrices n'est plus observée dans les types 6, types pétrologiques dans lesquels ces matrices sont équilibrées texturalement et contiennent des grains non vésiculés d'olivine de plusieurs centaines de microns (Fig. I.23). De plus, pour un

même type pétrologique, la taille des grains est plus importante dans les CKs que dans les chondrites ordinaires (Fig. I.23) : $\leq 0,1\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$ dans les CK3, $5\text{--}50\text{ }\mu\text{m}$ dans les CK4, $50\text{--}200\text{ }\mu\text{m}$ dans les CK5 et $50\text{--}300\text{ }\mu\text{m}$ dans les CK6. Assimilé au phénomène de « silicate darkening » décrit dans les chondrites ordinaires (Brearley and Jones, 1998, et références; Weisberg et al., 2006), ce type de texture observé dans les matrices des CKs a été interprété par plusieurs auteurs comme le résultat d'un épisode métamorphique de choc sur le corps parent (Rubin, 1991a, 1992; Scott et al., 1992; Tomeoka et al., 2001, 2005).

La minéralogie des matrices des CKs est dominée par l'olivine, chimiquement équilibrée avec une composition située entre Fa_{29} et Fa_{33} (Scott and Taylor, 1985; Kallemeyn et al., 1991; Noguchi, 1993). Les matrices de CKs contiennent également, par ordre d'abondance, du feldspath, du pyroxène, de la magnétite et des sulfures (majoritairement de la pentlandite) (e.g., Brearley et al., 1987; Rubin, 1991a; Brearley and Jones, 1998).

Les chondres observés dans les CKs ont des tailles assez proches de celles des chondres des CVs, respectivement $0,7$ et $1,0\text{ mm}$ (Tab. I.1). Les quelques descriptions succinctes dans la littérature de chondres de CKs indiquent qu'ils sont en grande partie composés d'olivine ; les chondres de type PO étant les plus abondants, avec aussi quelques chondres de type POP, GO, BO, BOP et RP (Kallemeyn et al., 1991; Keller et al., 1992; Geiger et al., 1993; Brearley and Jones, 1998; Brandstätter et al., 2003; Bukovanská et al., 2003; Tomeoka et al., 2005; Pratesi et al., 2006). Les textures et les minéralogies principales des chondres des CKs sont donc similaires à ce que l'on peut observer dans les CVs et notamment dans Allende (Brearley and Jones, 1998). D'un point de vue chimique, les chondres des CVs sont principalement de type I. Dans les CK3, les chondres ne sont pas totalement rééquilibrés chimiquement avec la matrice. La présence de ces chondres non équilibrés, associés à la recristallisation importante de la matrice, indique que la série métamorphique des CKs est la conséquence d'un épisode métamorphique de courte durée et de forte intensité (un épisode de choc selon Rubin (1991a, 1992), Scott et al. (1992) et Tomeoka et al. (2001, 2005)). Dans les CK4–6, les chondres sont chimiquement équilibrés avec la matrice.

Selon Kallemeyn et al. (1991), les chondres des CKs semblent ne pas être entourés de manteaux à gros grains, contrairement à environ 50% des chondres des CVs (Rubin, 1984). Néanmoins, Zipfel et al. (2000) ont observé dans DAG 431 (CK3-an) des manteaux à gros

grains autour de quelques chondres. La présence de manteaux autour de chondres dans les CKs est illustrée dans la figure I.24. Cette rareté, voire absence de manteaux dans certains cas, pourrait être le résultat de la recristallisation métamorphique des CKs, comme l'ont suggéré Smith and Russell (2003).

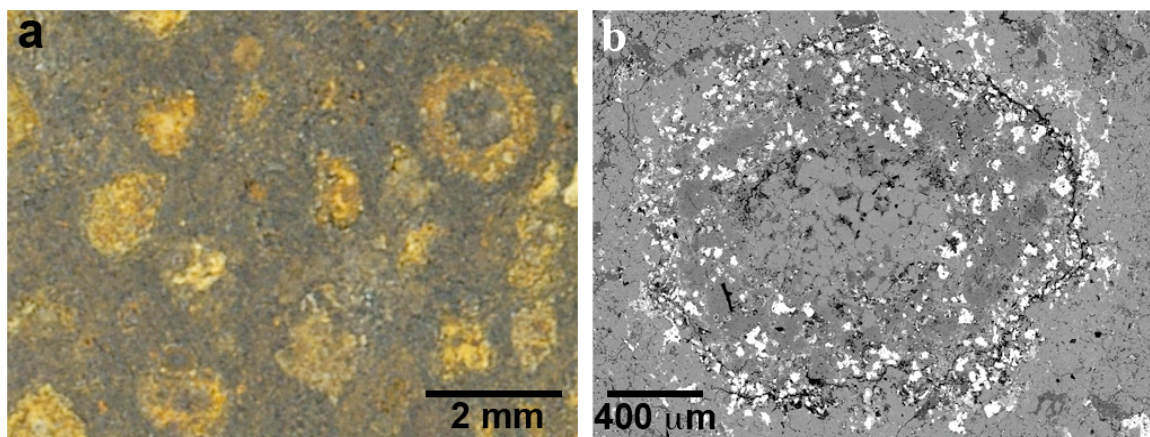


Figure I.24 : Images en macroscopie (a) et en BSE (b) de chondres et de leurs manteaux dans TNZ 057 (CK4).

Par comparaison à d'autres groupes de chondrites carbonées (CV, CO), les CKs ont été initialement décrites comme étant des objets pauvres en inclusions réfractaires (Kallemeyn et al. 1991) (Tab. I.1). Comme l'ont fait remarquer Greenwood et al. (2010a), cette observation est paradoxale, compte tenu de la forte abondance en éléments réfractaires lithophiles des CKs, située entre celle des CVs et celle des COs (Fig. I.9). Au regard de leurs compositions chimiques globales, les CKs devraient contenir une quantité plus importante d'inclusions réfractaires que celle initialement définie. Malgré la rareté des inclusions réfractaires dans les CKs, il existe dans la littérature quelques brèves descriptions pétrologiques de ces objets. Ces études portent principalement sur des CAIs contenus dans des CK3 (Geiger et al., 1993; Ivanova et al., 2000; Zipfel et al., 2000; Brandstätter et al., 2003; Smith and Russell, 2003), dans Maralinga et Karoonda (CK4) (MacPherson and Delaney, 1985; Keller, 1992; Keller et al., 1992; Noguchi, 1993; Greenwood et al., 2000a, 2000b; Kurat et al., 2002) et dans une CK4/5 (NWA 1560) (Bukovanská et al., 2003). Les résultats principaux de ces études sont l'observation de spinelles zonés dans les CK3 (magnésiens au cœur et enrichis en fer sur les bordures) et l'augmentation du degré de recristallisation des CAIs avec le type pétrologique. Ces deux observations ont été interprétées comme des conséquences de l'épisode de métamorphisme thermique qui a eu lieu sur le corps parent des CKs.

Les découvertes récentes de CK3 ont permis de nouvelles observations jusqu'alors impossibles à cause du rééquilibrage chimique et texturale des CK4–6. Les CK3 ont pour la plupart les caractéristiques des CKs, comme une quantité importante de matrice, un fort rapport magnétite/métal traduisant un important degré d'oxydation, ou encore des olivines matricielles riches en Ni et de compositions homogène ($\text{Fa}_{31\pm3}$). Comparées aux types 4, les CK3 sont caractérisées par une plus faible recristallisation de la matrice et la présence de chondres chimiquement non équilibrés avec la matrice environnante.

Par ailleurs, les sous-types pétrologiques des CK3 sont supérieurs aux sous-types pétrologiques des CV3 (Greenwood et al., 2010a), respectivement ≥ 3.8 et ≤ 3.7 . La différence entre CV3 et CK3 pouvant dans certains cas ne pas être clairement définie, il est donc nécessaire d'utiliser un maximum de critères (présentés ci-dessus) pour éviter tout biais de classification.

I.IV.2.3. Arguments en faveur de l'existence d'une possible série métamorphique continue CV-CK

Sur la base de leurs compositions chimiques globales en éléments majeurs et en traces (Fig. I.9, I.10), et dans une moindre mesure de leurs abondances de chondres, de matrice et de CAIs (Tab. I.1), les CVs et les CKs semblent être deux groupes distincts de chondrites carbonées. Cependant, les compositions minéralogiques, chimiques et isotopiques des CKs montrent de fortes similarités avec les CVs, en particulier avec les CV_{Ox} (Greenwood et al., 2003, 2004, 2010a; Devouard et al., 2006; Brearley, 2009). C'est le cas par exemple des compositions isotopiques de l'oxygène ou encore des teneurs en Cr_2O_3 des magnétites. Ainsi, plusieurs auteurs ont proposé qu'il pourrait exister une série métamorphique continue entre les CV3 et les CKs (Greenwood et al., 2003, 2004, 2010a; Devouard et al., 2006).

Dans l'hypothèse d'une série métamorphique continue CV-CK, les CVs et les CKs dériveraient d'un même corps parent, à l'instar des Rumuritites et des 3 groupes de chondrites ordinaires H, L et LL pour lesquelles il existe un continuum entre les lithologies non équilibrées (types 3) et équilibrées (types 4–6) interprété comme l'évidence d'un corps parent stratifié de type « onion-shell » (Trieloff et al., 2003; Wood, 2003). L'existence d'un même corps parent CV-CK est également soutenu par la distribution similaire des ages d'expositions

aux rayons cosmiques de ces deux groupes de chondrites carbonées (Scherer and Schultz, 2000). En se basant sur les observations de Bell (1988) puis plus récemment de Mothé-Diniz et al. (2008), Greenwood et al. (2010a) suggèrent que les CVs et les CKs pourraient provenir d'une famille d'astéroïdes, appelée Eos, pouvant avoir été formée par la fragmentation d'un corps parent CV-CK initialement stratifié.

II. Echantillons et techniques analytiques

Tout d'abord, ce chapitre expose la liste des CVs et des CKs observées au cours de ce travail. Il décrit ensuite les différentes techniques analytiques utilisées pour caractériser ces météorites, en apportant un bref descriptif de leur principe de fonctionnement et en détaillant notamment les conditions analytiques.

II.1. Echantillons

Malgré les collectes systématiques au Sahara et en Antarctique mises en place au début des années 1990, les CKs restent des météorites rares et précieuses. Cette étude a pu être réalisée sur un grand nombre d'échantillons de météorites CV et CK provenant du Muséum National d'Histoire Naturelle et du Meteorite Working Group de la NASA. La liste complète des météorites mises à notre disposition pour ce travail est donnée dans le tableau II.1.

Au cours cette thèse, nous avons classifié de nouvelles météorites (voir annexe 1) dont plusieurs CVs et CKs ce qui, en plus des sections d'Allende, de NWA 2900 et de TNZ 057 déjà en notre possession au début de ce travail, nous a permis d'étoffer de façon continue notre échantillonnage. TNZ 057 a été la CK la mieux étudiée durant cette thèse car nous

avons pu travailler et réaliser des analyses non destructives sur plusieurs tranches complètes (pour une surface totale observée de plus de 800 cm²).

Nom	Groupe	Chute (C) / Trouvaille (T)	Degré de choc	Degré d'altération terrestre	Collection	Numéro de la section	Types de supports
Vigarano	CV3 Red. (3.1–3.4)*	C	S1-S2	-	MNHN	-	Scans
Kaba	CV3 Ox _B (3.1)*	C	S1	-	MNHN	-	Scans, section polie
Bali	CV3 Ox _B (>3.6)*	C	S3	-	MNHN	-	Scans, section polie
Allende	CV3 Ox _A (>3.6)*	C	S1	-	MNHN	-	Scans, section polie
NWA 723	CV3	T	S1-S2	W2	MNHN	-	Section polie, fragments
NWA 5732	CV3	T	-	-	MNHN	-	Section polie, fragments
NWA 5737	CV3	T	-	-	MNHN	-	Section polie, fragments
NWA 5736	CV3	T	-	-	MNHN	-	Section polie, fragments
NWA 2900	CV3	T	-	-	BD	-	Section polie, tranches, lame mince
NWA 779	CV3	T	-	-	BD	-	Section polie, tranches
DAG 431	CK3-an	T	-	-	MNHN	-	Lame mince
NWA 1559	CK3	T	-	-	BD	-	Lame mince
NWA 4724	CK3.8	T	-	-	MNHN	(C2006-11)	Section polie
NWA 4425	CK3.8	T	-	-	MNHN + BD	(C2006-19)	Section polie, tranches, fragments
NWA 4423	CK3.9	T	-	-	MNHN	(C2006-13)	Section polie
NWA 4770	CK4	T	S1	W3	MNHN	-	Tranches
NWA 4422	CK4	T	-	-	MNHN	(C2006-12)	Section polie
NWA 5733	CK4	T	-	-	MNHN	-	Section polie
NWA 5798	CK4	T	-	-	MNHN	-	Section polie, fragments
NWA 2519	CK4	T	S3	W2	MNHN	-	Section polie
Karoonda	CK4	C	S1	-	MWG/NASA	(3970-1)	Lame mince
Kobe	CK4	C	-	-	MWG/NASA	P4-2	Lame mince
Maralinga	CK4	T	S2	-	MNHN	-	Lame mince
TNZ 057	CK4	T	-	-	MNHN + BD	-	Sections polies, section épaisses, lame mince, tranches
NWA 765	CK4/5	T	S2	W1	MNHN	(3777 LMT28)	Section polie
PCA 82500	CK4/5	T	-	-	MWG/NASA	-	Lame mince
EET 90007	CK5	T	-	-	MWG/NASA	-	Lame mince
EET 87860	CK5/6	T	-	-	MWG/NASA	-	Lame mince
LEW 87009	CK6	T	-	-	MWG/NASA	-	Lame mince

Tableau II.1 : Liste et types de supports des échantillons de chondrites carbonées CV et CK à notre disposition lors de ce travail. MNHN : Muséum National d'Histoire Naturelle. MWG/NASA : Meteorite Working Group/National Aeronautics and Space Administration. BD : Bertrand Devouard. * Sous-types pétrologiques définis selon le degré de maturation de la matière organique par Bonal et al. (2006).

Un des buts majeurs de ce travail étant l'étude du métamorphisme des CKs et de leur possible lien génétique avec les CVs, nous avons donc essayé de travailler sur un maximum de CKs de types 3. Les prêts d'échantillons provenant de diverses collections nous ont donné la possibilité d'étudier 5 CK3 sur les 17 actuellement classifiées (dont une CK3/4). De plus, nous avons travaillé sur des météorites collectées à la fois dans des déserts chauds (Sahara) et dans des déserts froids (Antarctique) pour éviter tout biais d'échantillonnage. Ce travail ne pouvant être réalisé sans observer un échantillon des deux chutes observées de CK (Karoonda et Kobe), nous avons étudié pour chacune de ces météorites une lame mince provenant du MWG de la NASA. Sur ces deux sections, les possibles modifications texturales,

minéralogiques et chimiques liées à l'altération terrestre sont donc limitées en comparaison des autres météorites, qui sont elles toutes des trouvailles. Environ 40% des chondrites carbonées CK classifiées sont de type 4 (85 sur 210). Cette abondance de types 4 par rapport à l'ensemble des CKs se retrouve dans notre échantillonnage, qui comprend 9 CK4 (dont Karoonda et Kobe) parmi les 19 CKs disponibles pour ce travail. Enfin, nous avons inclus dans notre étude des CKs de types pétrologiques 5 et 6 afin d'étudier la série métamorphique complète CK3–6.

Pour explorer la possible relation CV-CK présentée dans le chapitre précédent, nous avons inclus dans notre échantillonnage plusieurs sections de CV3 et notamment de CV3 oxydées (Tab. II.1). La liste des météorites étudiées comprend également une CV3 réduite, Vigarano, pour laquelle nous n'avons travaillé que sur un scan haute résolution. Cinq sections de CV et de CK sont présentées dans la figure II.1.

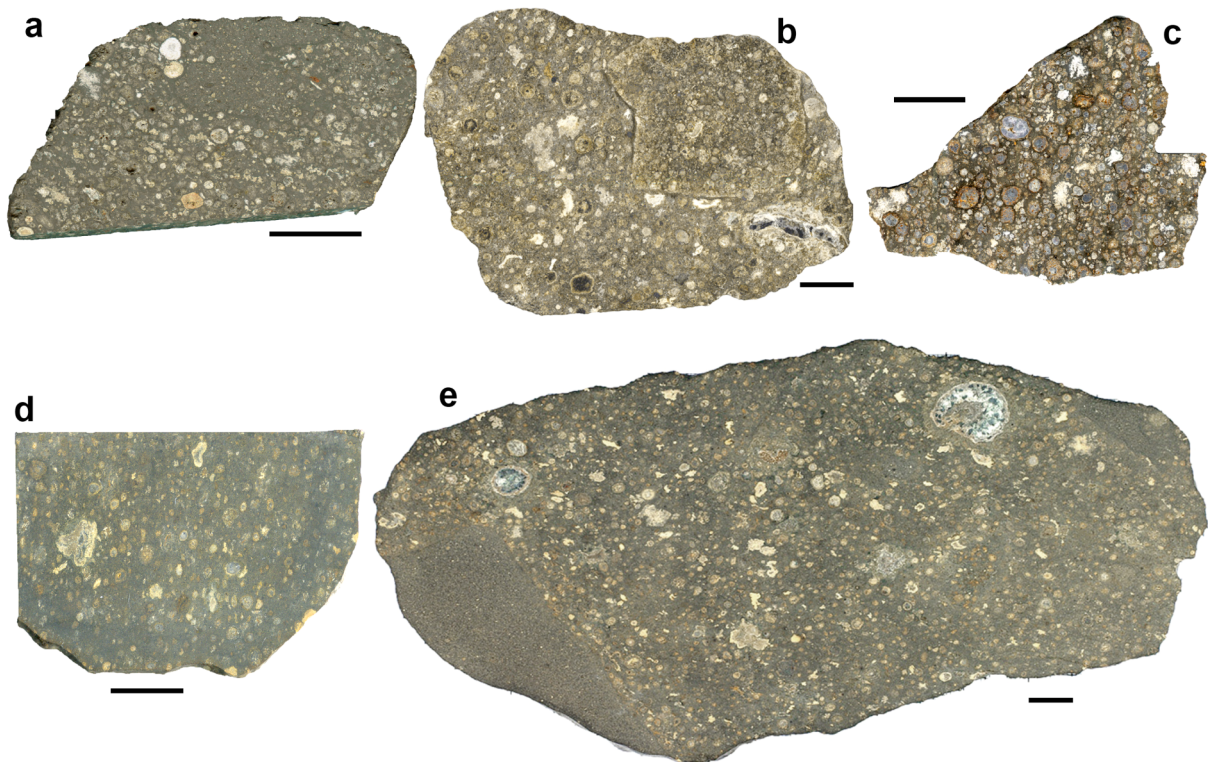


Figure II.1 : Scans d'une tranche (a) d'Allende (CV3), (b) de NWA 2900 (CV3), (c) de NWA 779 (CV3), (d) de NWA 4425 (CK3.8) et (e) de TNZ 057 (CK4). Les barres d'échelle correspondent toutes à une longueur de 1 centimètre.

II.II. Techniques analytiques

La caractérisation qualitative et quantitative de la texture, de la minéralogie et de la composition chimique des échantillons naturels et expérimentaux a nécessité l'utilisation de plusieurs techniques analytiques, décrites ci-dessous.

II.II.1. Microscopie optique

Les tranches (Fig. II.2), les échantillons bruts et les sections polies ont été observés au microscope binoculaire. Nous avons également utilisé un microscope pétrographique en lumière naturelle et réfléchie pour observer les plots en résine, mais aussi en lumière transmise et polarisée pour observer les lames minces (Fig. II.3).



Figure II.2 : Scan haute résolution d'une tranche de NWA 4770 (CK4), d'une surface de $7,29 \text{ cm}^2$.

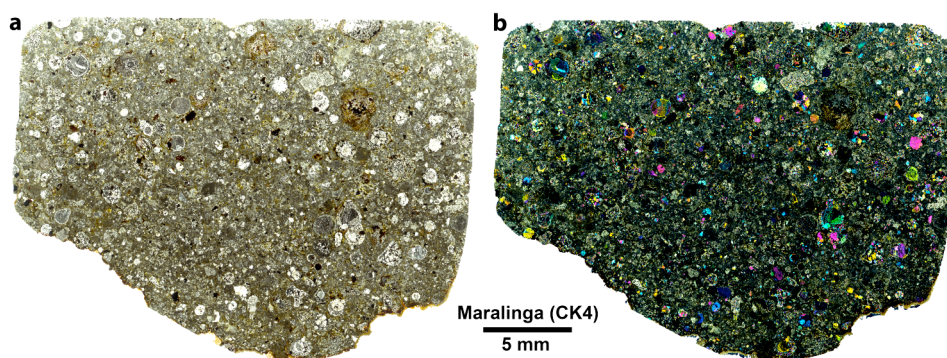


Figure II.3 : Image en lumière naturelle (a) et en lumière polarisée (b) d'une lame mince de Maralinga (CK4), d'une surface de $4,05 \text{ cm}^2$.

II.II.2. Microscopie à balayage

Le microscope électronique à balayage (MEB) utilisé au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de Clermont-Ferrand est un Jeol JSM-5910 LV équipé d'un système de microanalyse EDS (Energy Dispersive X-ray Spectrometry) de dispersion d'énergie des rayons X de type PGT composé d'une diode Si(Li) et d'une fenêtre UTW (Ultrathin Window) permettant l'analyse des éléments de masse supérieure à celle du bore. Les analyses chimiques quantitatives et semi-quantitatives EDS sont gérées par le système Spirit de PGT.

Les images MEB présentées dans cette étude ont été obtenues soit en électrons secondaires (SEI pour Secondary Electron Imaging), mettant ainsi en évidence la topographie de l'échantillon, soit en électrons rétrodiffusés (BSE pour Backscattered Electrons), ce qui permet d'obtenir par différence de contraste des informations sur la composition chimique et donc la minéralogie de l'échantillon étudié. En effet, le contraste d'une phase minérale en BSE est directement fonction de la moyenne des numéros atomiques (Z) des différents éléments chimiques qui la composent. Plus une phase apparaît claire et plus la moyenne des Z des éléments qui la compose est importante.

Nous avons aussi réalisé de nombreuses cartographies chimiques élémentaires EDS afin d'obtenir des informations sur la distribution de certains éléments chimiques (zonations chimiques) ou pour distinguer des phases minéralogiques ayant des moyennes de Z proches, donc difficilement différenciables en BSE. Généralement, le temps d'acquisition des cartographies est d'environ 2 heures pour des images de 512×384 ou de 1024×768 pixels. Ces cartographies sont obtenues en utilisant une tension d'accélération de 15 keV et une taille de faisceau d'environ 56. Des images composites RVB en fausses couleurs sont ensuite créées en associant à chaque couche (rouge, verte et bleue) une cartographie élémentaire. A cause de l'absence de balayage platine au MEB, nous nous sommes restreint à une taille de champ d'acquisition d'environ $5000 \times 4000 \mu\text{m}$ pour obtenir des cartographies chimiques avec des résolutions acceptables (moins de $5 \mu\text{m}/\text{pixel}$ pour une carte de 1024×768 pixels).

II.II.2.1. Mosaïques BSE

Pour avoir une vision représentative sur de grandes surfaces de la texture et de la minéralogie de nos échantillons, nous avons réalisé des mosaïques de plusieurs millimètres carrés de nos sections à partir d'images BSE. Pour cela, nous avons développé lors de ce travail un protocole utilisant une macro Excel qui permet, depuis le logiciel d'acquisition Spirit, la gestion du déplacement de la platine sur laquelle est disposé l'échantillon. Ce protocole donne la possibilité d'obtenir un grand nombre d'images BSE de façon automatique, images BSE qui vont ensuite être assemblées en une mosaïque unique en utilisant la fonction « merge » sous le logiciel Photoshop (Fig. II.4). En fonction de la surface totale observée, les mosaïques BSE ont une résolution variant entre 1 et 3 $\mu\text{m}/\text{pixel}$.

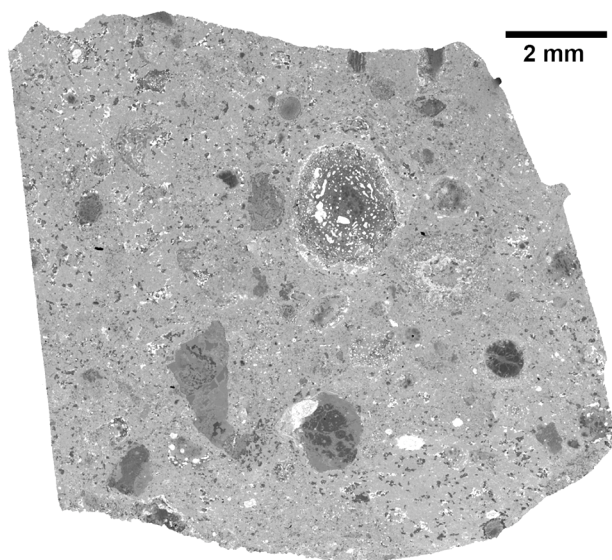


Figure II.4 : Mosaïque BSE d'une lame mince de DAG 431 (CK3-an) d'une surface de 2,41 cm^2 . Cette mosaïque a été réalisée à partir de 36 images BSE.

II.II.3. Analyses chimiques quantitatives

II.II.3.1. Microsonde électronique

La microsonde électronique de Castaing (Castaing, 1951) fonctionne selon le principe de la spectrométrie de fluorescence des rayons X à sélection de longueur d'onde et permet

d'effectuer des analyses *in situ* non destructives d'éléments majeurs. Les analyses ponctuelles quantitatives, les profils de diffusion ainsi que des cartographies chimiques ont été réalisés sur la microsonde électronique (EPMA pour Electron Probe Micro-Analysis) Cameca SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. La microsonde est équipée de quatre spectromètres WDS (Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy) et de douze cristaux de diffraction, ce qui permet d'avoir une cadence d'analyse élevée. Les cristaux de diffraction utilisés sont de type TAP (phtalate acide de thallium), PET (pentaerythritol), LiF (fluorure de lithium), PC0, PC1 et PC2 (polycarbonate). Les caractéristiques de ces différents cristaux sont présentées dans le tableau II.2.

Cristal	Composition	Multicouche	2d (Å)	Raie K_{α}	Raie L_{α}
TAP	$C_8H_5O_4Tl$	non	27,76	F–P	Mn–Nb
PET (ou LPET)	$C_5H_{12}O_4$	non	8,75	Si–Mn	Sr–Tb
LIF (ou LLIF)	LiF	non	4,027	Sc–Rb	Te–U
PC0	W/Si	oui	45,5	O–F	
PC1	W/Si	oui	62,2	C–F	
PC2	Ni/C	oui	98	B–O	

Tableau II.2 : Caractéristiques des cristaux monochromateurs de diffraction des rayons X de la microsonde électronique Cameca SX-100 utilisée durant ce travail. LPET et LLIF : Large PET et Large LIF. Ces cristaux LPET et LLIF haute-pression permettent, pour un même temps de comptage, de récupérer plus de photons que des cristaux PET et LIF.

Pour les analyses ponctuelles des silicates et des sulfures, nous avons utilisé une tension d'accélération de 15 keV et une intensité de 15nA. Pour les oxydes, la tension d'accélération était de 15keV et l'intensité de 20nA. Pour les analyses à 15 nA, la taille de faisceau est d'environ 1 μm . Les différents standards qui ont servi à la calibration de la microsonde électronique en fonction du type de minéral à analyser sont listés dans le tableau II.3. Lors de chaque analyse, le logiciel d'acquisition PicSight applique une correction de matrice de type $\phi_{\rho(z)}$.

Elément	Standard	Cristal de diffraction utilisé
Si	Wollastonite (CaSiO_3)	TAP
Ca	Wollastonite (CaSiO_3)	PET
Fe	Fayalite (Fe_2SiO_4) / Pyrite* (FeS_2)	LIF
Mg	Forstérite (Mg_2SiO_4) / Oxyde de magnésium** (MgO)	TAP
Al	Oxyde d'aluminium (Al_2O_3)	TAP
Ti	Pyrophanite (MnTiO_3)	PET
Mn	Pyrophanite (MnTiO_3)	LIF
Cr	Oxyde de chrome (Cr_2O_3)	PET
Ni	Oxyde de nickel (NiO) / Olivine San Carlos	LIF
Na	Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)	TAP
K	Orthose (KAlSi_3O_8)	PET
S	Pyrite (FeS_2)	PET

Tableau II.3 : Standards et cristaux de diffraction utilisés à la microsonde électronique Cameca SX-100 en fonction des éléments analysés. Standard utilisé lors de l'analyse des sulfures. ** Standard utilisé lors de l'analyse des oxydes.

Des cartographies chimiques élémentaires WDS de résolutions comprises entre 3 et 5 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ ont été réalisées sur quelques échantillons. La microsonde électronique utilisée lors de ce travail possédant 4 spectromètres, nous avons choisi d'analyser le Ca, l'Al, le Mg et le Fe à 15keV et 40 nA. A cette intensité, la taille du faisceau est d'environ 40 μm . Pour ces cartographies chimiques, le « dwell time » utilisé est de 0,04 secondes. Par rapport à l'EDS, l'avantage de réaliser des cartographies chimiques WDS est que l'on peut couvrir de plus larges surfaces (par exemple 4,05 cm^2 pour la lame mince de Maralinga) grâce au balayage platine, et ce en ayant une résolution inférieure à 5 $\mu\text{m}/\text{pixel}$.

Des profils chimiques, composés de plusieurs analyses ponctuelles quantitatives, ont été réalisés dans des cristaux d'olivine situés en bordure de chondres non équilibrés. Les paramètres de la microsonde électronique, la calibrations des éléments, ainsi que les corrections de matrice sont similaires à ceux décrits précédemment pour les analyses des silicates.

La totalité du fer contenu dans les phases analysées est mesurée comme étant du Fe^{2+} (FeO). Cependant, certaines phases analysées comme le spinelle peuvent contenir des quantités non négligeables de Fe^{3+} . Afin de recalculer les teneurs en Fe_2O_3 , nous avons utilisé la méthode développée par Droop (1987) basée sur l'estimation par stoechiométrie des teneurs en Fe^{2+} et Fe^{3+} . De plus, des minéraux comme la fassaite peuvent contenir du titane sous forme Ti^{3+} . Les analyses microsonde donnant la totalité du titane sous forme Ti^{4+} , nous avons adapté la méthode de correction de Droop (1987) pour estimer les teneurs en Ti_2O_3 .

II.II.3.2. Quantification des analyses EDS

Durant cette thèse, nous avons été amené à classer plusieurs météorites. Pour cela, il est couramment demandé de caractériser la minéralogie et de déterminer les teneurs en forstérite de l'olivine et en ferrosilite du pyroxène. Les concentrations en éléments mineurs (par exemple Ni, Mn, Cr, Ti) n'étant pas nécessaires, nous avons essayé de développer un protocole analytique opérationnel permettant d'obtenir des analyses quantitatives EDS en éléments majeurs (Fe, Mg, Si, Ca) pour l'olivine et le pyroxène, l'oxygène étant calculé par stoechiométrie. Le détail de ce protocole est reporté en annexe 2. Les compositions chimiques des standards utilisés ont été obtenues au préalable à la microsonde électronique et sont présentées en annexe 3.

La précision et la justesse des analyses d'olivine varient en fonction du ou des standards utilisés, et plus particulièrement de leurs teneurs en fer (Fig. II.5).

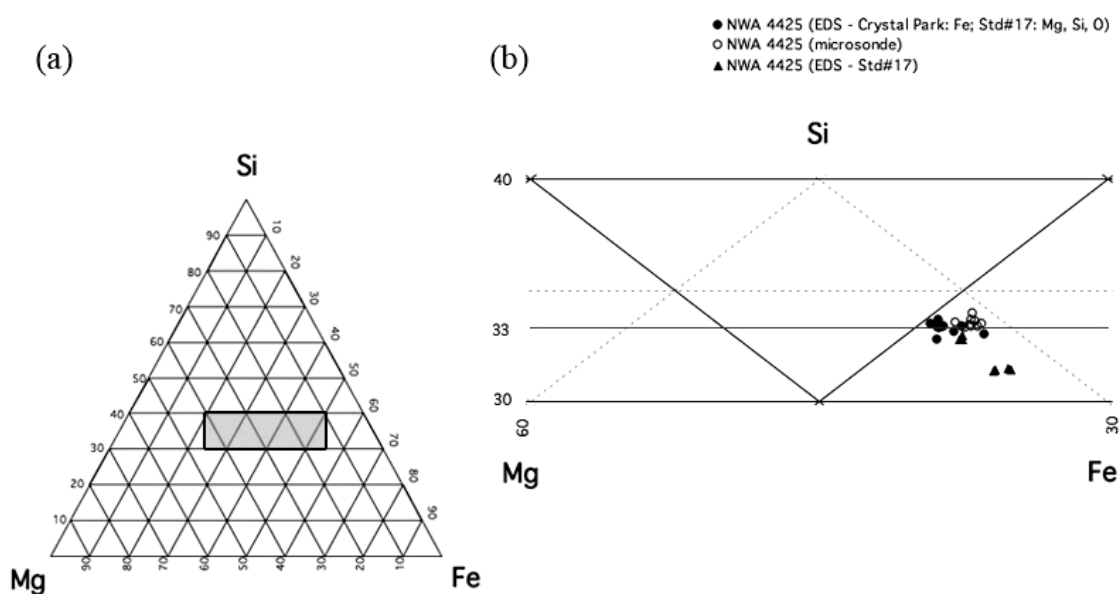


Figure II.5 : (a) Diagramme triangulaire Mg-Si-Fe (en at%). (b) Grossissement de la zone grisée du diagramme (a), dans laquelle sont reportées les analyses d'olivines matricielles de NWA 4425 (CK3.8) obtenues à la microsonde électronique et en EDS en utilisant le protocole détaillé en annexe 2.

Comme le montre la figure II.5, il est préférable de calibrer le fer sur une olivine ayant un Mg# au plus proche de celui de l'olivine à analyser, ce qui implique d'avoir une estimation de la teneur en fer des olivines sur lesquelles on souhaite appliquer ce protocole d'analyse quantitative EDS. En calibrant le fer sur le standard d'olivine Crystal Park et Mg, Si, et O sur le standard #17 (olivine San Carlos), nous avons pu obtenir des analyses stœchiométriques

(rapport $(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Si}=1,983\pm0,012$ et $\text{O}/\text{Si}=3,983\pm0,012$) similaires à celles des analyses microsondes (rapport $(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Si}=1,982\pm0,017$ et $\text{O}/\text{Si}=3,997\pm0,018$). Cependant, même si la précision des analyses EDS est semblable à celle obtenue à la microsonde, la justesse est moins bonne à cause d'une sous-estimation du fer (ou surestimation du magnésium) dont l'origine pourrait être l'encrassement de la fenêtre UTW de la diode.

La figure II.6 montre des analyses quantitatives EDS de pyroxènes. La précision des mesures EDS semble similaire à celle des analyses microsondes, la stoechiométrie des analyses quantitatives EDS (rapport $(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}=1,022\pm0,016$ et $\text{O}/\text{Si}=3,022\pm0,016$) étant proche de celles des analyses microsondes (rapport $(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}=0,989\pm0,13$ et $\text{O}/\text{Si}=3,076\pm0,107$). Malgré l'hétérogénéité des compositions chimiques des pyroxènes présents dans les CKs étudiées, il semblerait également que l'utilisation d'un standard unique de diopside (Std#29) permette d'obtenir des analyses quantitative EDS correctes d'orthopyroxène : $(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}=0,985$ et $\text{O}/\text{Si}=2,985$. Quant à la justesse des analyses microsondes et de celle de nos analyses quantitatives EDS, il n'a pas été possible de les comparer directement à cause de l'hétérogénéité des compositions des pyroxènes, les analyses microsondes et EDS n'ayant pas forcément été réalisées sur les mêmes grains.

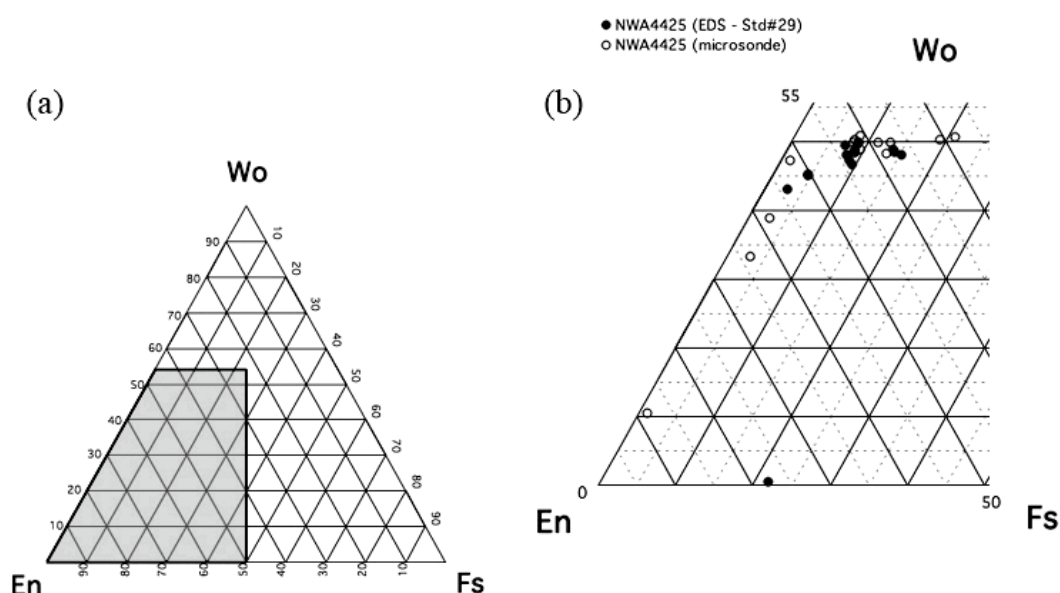


Figure II.6 : (a) Diagramme triangulaire En-Wo-Fs. (b) Grossissement de la zone grisée du diagramme (a), dans laquelle sont reportées les analyses de pyroxènes dans NWA 4425 (CK3.8) obtenues à la microsonde électronique et en EDS en utilisant le protocole détaillé en annexe 2.

Pour l'olivine et le pyroxène, la précision sur les mesures obtenue grâce au protocole d'analyse quantitative EDS mis au point dans ce travail est comparable à celle des analyses microsondes. Quant à la justesse de ces mêmes mesures, celle-ci n'est pas quantifiable pour le pyroxène et est, pour l'olivine, légèrement moins bonne en EDS qu'à la microsonde. L'utilisation de standards d'olivines contenant les éléments mineurs présents dans les olivines matricielles des CKs (Ni, Mn, ou encore Ca), pourrait peut-être améliorer la justesse des mesures quantitatives EDS.

Le protocole quantitatif EDS mis au point durant cette thèse n'est donc pas totalement satisfaisant. Même si nous pouvons appliquer cette méthode au calcul des teneurs en forstérite des olivines et en ferrosilite des pyroxènes nécessaires à la classification de météorites, elle doit néanmoins être améliorée pour tenter d'approcher la justesse des analyses microsondes. Un nettoyage régulier de la diode EDS, une étude statistique de l'influence des différentes méthodes de soustraction du bruit de fond du signal (un meilleur contrôle de la soustraction du bruit de fond pouvant être envisagé avec l'utilisation d'un logiciel de traitement autre que le logiciel Spirit actuel) ainsi que l'utilisation de standards d'olivine riches en Ni et Mn pourrait améliorer la justesse des analyses quantitatives EDS.

II.II.4. Spectrométrie Raman

Les chondrites carbonées peuvent contenir jusqu'à 5% (en poids) de carbone. Ce carbone peut être présent sous forme de carbonates, de matière organique (MO) et de grains pré-solaires (graphite, nanodiamants... ; Anders and Zinner (1993)) (Fig. III.7).

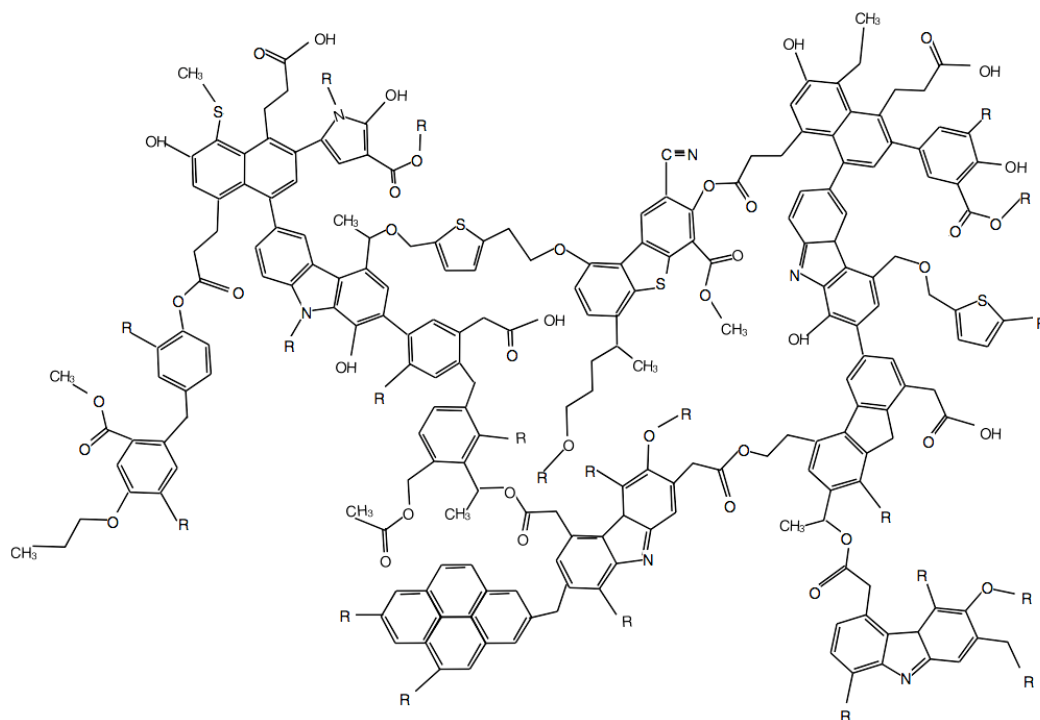


Figure III.7 : Modèle macromoléculaire de la partie insoluble de la MO des chondrites CI et CM. (Derenne and Robert, 2010).

Au cours de ce travail, nous avons utilisé la spectrométrie Raman pour caractériser le degré de maturité de la matière carbonée (MC) présente dans les chondrites CV et CK. Cette maturation est composée de deux étapes. La première étape de la maturation de la MC est la carbonisation. Elle correspond à l'élimination des groupes fonctionnels hydrogénés et/ou oxygénés placés sur les bords ou entre les USB (Unités Structurales de Base) sous forme de CO_2 , d' H_2O et d'hydrocarbures. S'ensuit un enrichissement en carbone du résidu qui va par conséquent devenir de plus en plus aromatique, d'où le terme de carbonisation. A la fin de cette première étape, on obtient du carbone pur et désordonné composé d'USB plus ou moins désorientées. Sous l'effet de la température, de la pression et/ou d'un catalyseur, les USB de ce carbone désordonné vont se réorienter de façon parallèle, se souder et ainsi permettre la graphitisation du carbone (Fig. II.8). Cette seconde étape correspond au développement de l'ordre tripériodique, c'est-à-dire l'empilement de feuillets de graphène « infinis » suivant la séquence AB (= établissement de la structure cristalline du graphite).

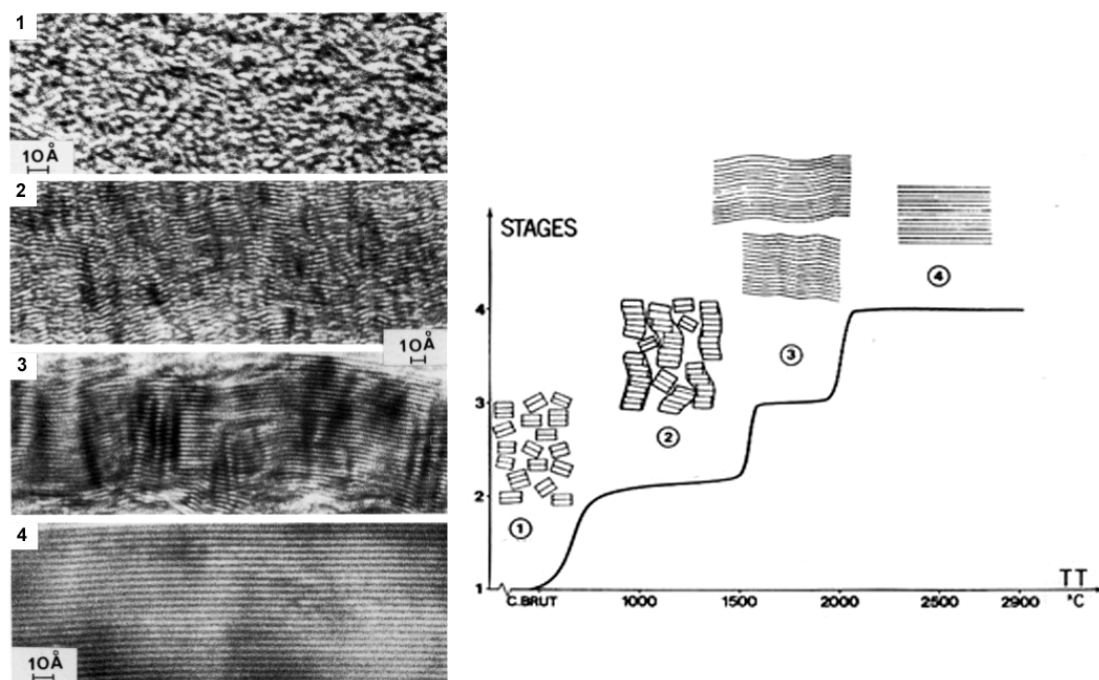


Figure II.8 : Images METHR (Microscope Electronique à Transmission Haute Résolution) et schéma descriptif des étapes successives du processus de graphitisation de carbones lamellaires sous le seul effet de la température : (1) unités structurales de base isolées, (2) colonnes fléchies, (3) couches distordues et (4) couches planes étendues. (Rouzaud, 1984; Rouzaud and Oberlin, 1989).

Le spectre Raman d'un matériaux carboné peut être divisé en bandes dites de premier ordre ($\sim 1000\text{--}2000\text{ cm}^{-1}$) et en bandes dites de second ordre ($\sim 2400\text{--}3200\text{ cm}^{-1}$) (Fig. II.9).

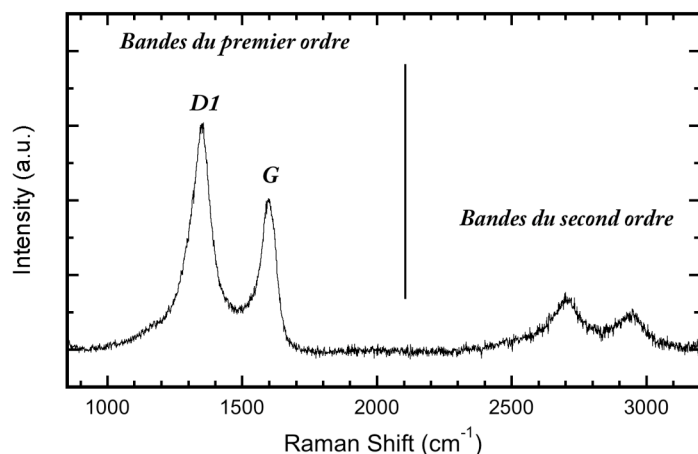


Figure II.9 : Spectre Raman de la matière carbonée dans Allende. Les bandes Raman du premier ordre se situent dans la fenêtre spectrale $1000\text{--}2000\text{ cm}^{-1}$, $2400\text{--}3200\text{ cm}^{-1}$ pour celles du second ordre. Les bandes utilisées dans cette étude sont les bandes D1 ($\sim 1350\text{ cm}^{-1}$) et G ($\sim 1580\text{ cm}^{-1}$). L'intensité est donnée en unité arbitraire (a.u.).

L'unique bande présente dans un spectre Raman de graphite est la bande située à 1580 cm^{-1} dite « bande G » (mode E_{2g_2}). Elle correspond à des vibrations C-C au sein d'une structure polyaromatique. (e.g., Tuinstra and Koenig, 1970; Lespade et al., 1984). Les spectres Raman de la MC désordonnée sont caractérisés par plusieurs autres bandes, dites bandes de défauts (notamment à 1350 et 1500 cm^{-1}). La première, généralement de plus forte

intensité et située à 1350 cm^{-1} est appelée « bande D1 » ou plus simplement bande D dans cette étude. Elle est reliée à l'étendue des feuillets polyaromatiques et est par conséquent largement utilisée pour évaluer le degré de désordre des matériaux carbonés (e.g., Rouzaud et al., 1983; Benny-Bassez and Rouzaud, 1985; Wopenka and Pasteris, 1993; Beyssac et al., 2003). Au cours de l'organisation de la MC, la bande D va perdre en intensité et sa largeur va diminuer (e.g., Tuinstra and Koenig, 1970; Lespade et al., 1984). Cette évolution des bandes D et G en fonction du degré d'organisation de la MC est illustrée figure II.10.

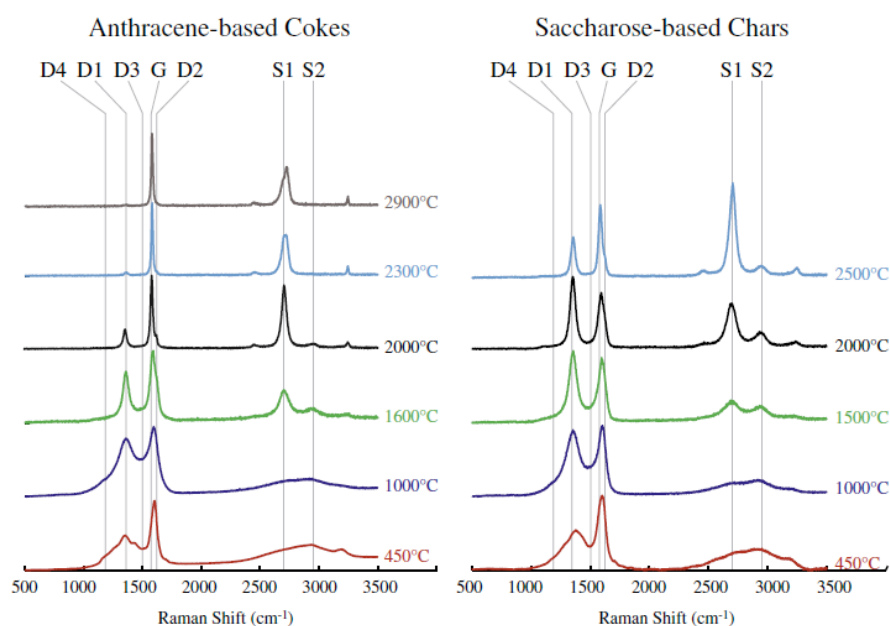


Figure II.10 : Evolution des spectres Raman en fonction du seul traitement thermique pour un coke d'anthracène (graphitisable) et un coke de saccharose (non graphitisable). (Bernard et al., 2010).

L'analyse de la structure de la MC par microspectrométrie Raman permet d'apporter des contraintes sur l'évolution physico-chimique (en particulier l'histoire thermique) de la météorite hôte (Beyssac, 2001; Quirico et al., 2003; Bonal, 2006; Bonal et al., 2006). Lors de ce travail, nous avons analysé les variations des paramètres spectraux les plus sensibles à l'ordre structural de la MC des chondrites. Ces paramètres sont la position et l'intensité des bandes D et G (respectivement ω_D , ω_G , I_D et I_G), la largeur à mi-hauteur de la bande D (FWHM-D) et G (FWHM-G), et l'intensité relative de la bande de défaut (I_D/I_G) (Rouzaud et al., 1983; Quirico et al., 2003; Bonal et al., 2006, 2007) (Fig. II.11). La méthode d'ajustement utilisée pour obtenir les paramètres spectraux des bandes D et G est la même que celle décrite par Bonal (2006) : après une correction de ligne de base entre 900 et 2000 cm^{-1} , la bande D est ajustée à un profil Lorentzien et la bande G à un profil Breit-Wigner-Fano (Fig. II.11).

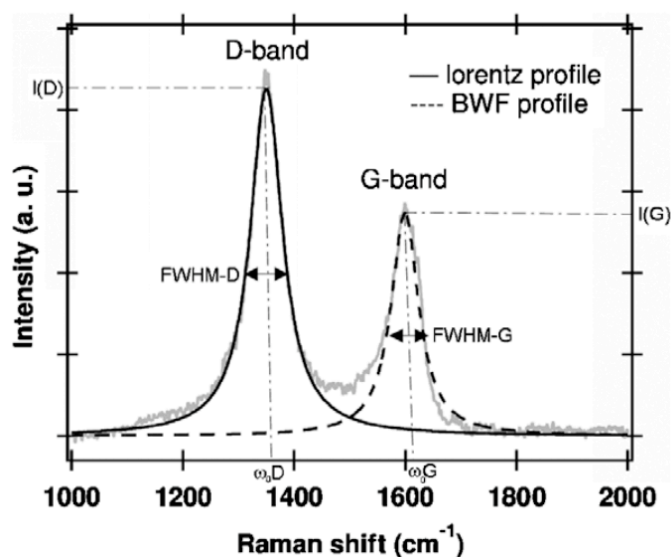


Figure II.11 : Spectre Raman des bandes du premier ordre d'un matériau carboné polyaromatique désordonné. L'intensité est en unité arbitraire (a.u.). Pour obtenir les paramètres ω_D , ω_G , I_D , I_G , FWHM-D et FWHM-G, la bande D est ajustée par une fonction Lorentzienne et la bande G par une fonction Breit-Wigner-Fano. (Bonal et al., 2006).

Comme cela a été discuté par Bonal (2006), la reproductibilité des spectres Raman de matériaux organiques polyaromatiques faiblement ordonnés est contrôlée par de nombreux paramètres tels que le temps d'illumination par le laser ou encore la puissance effective déposée à la surface de l'échantillon (Quirico et al., 2005). Il est donc impératif de garder des conditions expérimentales et analytiques constantes au cours de chaque séance d'analyse et d'utiliser la même méthode de traitement des spectres afin de pouvoir comparer les paramètres Raman issus de différentes séances d'acquisition.

L'étude par spectrométrie Raman de la maturation de la MC a été utilisée pour déterminer le degré du métamorphisme thermique de plusieurs CV3 (Bonal, 2006; Bonal et al., 2006, 2007). Cependant, ces travaux n'ont pas été étendus à des types pétrologiques supérieurs. C'est pourquoi nous avons essayé lors de ce travail d'appliquer cette méthode d'analyse aux chondrites métamorphiques CK. Afin de vérifier si cette méthode pouvait s'appliquer aux CKs, nous avons vérifié (i) s'il était possible d'observer un signal Raman de MC susceptible d'être analysé directement sur une section polie et (ii) si des variations de puissance du laser influençait la qualité et le profil des spectres Ramans. Pour cela, nous avons fait une première séance d'analyse sur le spectromètre Raman T64000 du Laboratoire des Matériaux Inorganiques (LMI) de Clermont-Ferrand. Suite à cette séance préliminaire concluante (observation de la présence de bandes D et G et constance des profils des spectres malgré des variations importantes de la puissance du laser), nous avons utilisé le microspectromètre Raman Renishaw InVia situé à l'ENS Paris pour caractériser le degré

d'organisation de la MC dans les CKs. Ce microspectromètre est doté d'un microscope Leica et d'une caméra Philips SPC 900NC PC permettant un meilleur contrôle du positionnement du laser à la surface des échantillons. La gestion de l'acquisition des spectres a été réalisée en utilisant le logiciel WiRE 2. Ce travail a été fait en collaboration avec Emeline Charon et Jean-Noël Rouzaud du laboratoire de géologie de l'ENS Paris. De plus, nous avons caractérisé le degré d'organisation de la MC dans nos échantillons expérimentaux en utilisant le spectromètre Raman T64000 du LMI. Les paramètres analytiques utilisés pour ces deux appareils sont présentés dans le tableau II.4. La présence d'une platine motorisée sur le microspectromètre Raman Renishaw InVia nous a également permis de réaliser plusieurs cartographies Raman. Une cartographie Raman correspond à une image composée de x pixel, chaque pixel correspondant à une analyse Raman et donc à un spectre Raman. Plus la résolution est importante, et plus la cartographie est composée d'un grand nombre de spectres. Nous avons réalisé une cartographie Raman sur une section d'Allende, de NWA 779 et de TNZ 057, dans les mêmes conditions analytiques que celles présentées dans le tableau II.4.

Paramètres	T64000 (séance préliminaire)	Renishaw InVia (CKs)	T64000 (Ech. Expérimentaux)
Longueur d'onde	514,5 nm	514,5 nm	514,5 nm
Réseau	1800 traits/mm	1800 traits/mm	600 traits/mm
Objectif	×50	×50	×50
Puissance sur l'échantillon	498 μ W–2 mW	2 mW	~500 μ W
Plages spectrales	650–2250 cm^{-1}	800–3200 cm^{-1}	900–2100 cm^{-1}
	900–1900 cm^{-1}	800–2200 cm^{-1}	
	1200–1750 cm^{-1}	900–2200 cm^{-1}	
Temps d'acquisition	2×30s	1×60s	3×10s
	2×60s	2×30s	
	4×30s	2×60s	
	4×60s		

Tableau II.4 : Conditions d'acquisition des spectres Raman utilisées au cours de cette étude.

Puisque certains échantillons avaient déjà été observés au MEB et à la microsonde électronique, nous avons donc été obligé de les démétalliser avant de les analyser par spectrométrie Raman. Pour savoir si les spectres obtenus n'étaient pas modifiés par de possibles résidus de cette métallisation au carbone, nous avons fait l'acquisition d'un spectre Raman d'une zone non démétallisée (Fig. II.12). Les résultats obtenus montrent que la contribution d'un spectre Raman de métallisation à un spectre Raman de MC est aisément détectable ; les analyses de zones imparfaitement démétallisées sont alors facilement éliminées.

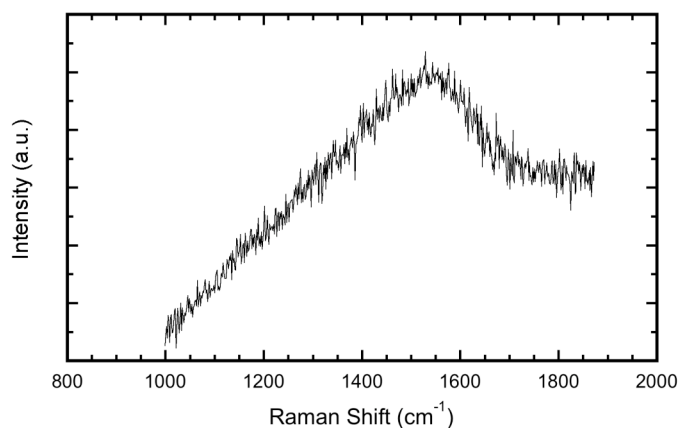


Figure II.12 : Spectre Raman d'une zone métallisée, caractéristique d'un carbone amorphe. L'intensité est en unité arbitraire (a.u.).

II.II.5. ICP-MS à ablation laser

Nous avons analysé au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand les teneurs en terres rares de différents minéraux présents dans les CAIs de TNZ 057 (CK4) et de NWA 1559 (CK3) en utilisant un spectromètre de masse Agilent 7500 à source plasma couplé à un système d'ablation laser (LA-ICP-MS). Les données obtenues proviennent de deux séances d'analyses, la première le 4 mars 2009 et la seconde le 19 juillet 2010. Lors de la première séance, l'ablation laser a été faite par un laser Nd:YAG opérant à 266 nm, en utilisant une fréquence de 5 et 7 Hz et des diamètres de spots de 80 μm et 50 μm . Pour la séance du 19 juillet 2011, nous avons utilisé un système d'ablation excimer Resonetic M-50E équipé d'un laser ATL à durée d'impulsion ultra-courte (< 4 ns) opérant à 193 nm. L'utilisation de ce système d'ablation laser nous a permis de travailler avec des diamètres de spots de 20 μm et une fréquence de répétition de 4 Hz (Tab. II.5).

Séance ICP-MS laser du 4/03/2009				Séance ICP-MS laser du 19/07/2010			
Série	Energie (mJ)	Hz	Taille du spot (μm)	Série	Energie (mJ)	Hz	Taille du spot (μm)
04a	6,5	5	50	19b	6	4	20
04b	6,5	7	80	19c	6	4	20
04c	8	7	80				
04d	8	7	80				

Tableau II.5 : Récapitulatif des paramètres laser utilisés pour les deux séances d'analyses LA-ICP-MS.

Nos acquisitions ont été encadrées en début et en fin de séance par l'analyse d'un standard de verre NIST 612 (National Institute of Standards and Technology) dans le but de vérifier toute dérive analytique liée à l'ICP-MS. Dans le cas où le signal varierait au cours du temps, nous devrions alors faire une interpolation linéaire entre les valeurs du standard acquises en début et en fin de séance pour recalculer toutes les teneurs mesurées lors de nos analyses. De plus, nous avons systématiquement fait deux mesures des teneurs en terres rares d'un standard de contrôle BCR (Columbia River Basalt) comme témoins de la qualité de nos analyses. Des analyses correctes du BCR permettent de valider la séance. Pour chaque phase minérale analysée, nous avons utilisé comme standard interne de normalisation les concentrations en CaO (pour l'anorthite, le pyroxène calcique, la fassaite et le grossulaire) et en Al₂O₃ (pour le spinelle) mesurées à la microsonde électronique. Ces concentrations sont contrôlées durant l'acquisition grâce à la mesure du ⁴³Ca et de l'²⁷Al. Grâce aux repérages préalables en BSE des zones analysées, nous avons pu vérifier après chaque séance que les positions des trous du laser se situaient bien dans les minéraux que nous voulions analyser.

Les mesures brutes obtenues sont données en coups par seconde (CPS). La concentration en partie par million (ppm) d'un élément X à partir du nombre de coups par seconde (Nb_{CPS}) est donnée par la formule suivante :

$$\frac{\left[\frac{Nb_{CPS}}{ppm} \right]_X^{Ech}}{\left[\frac{Nb_{CPS}}{ppm} \right]_{StdI}^{Ech}} = \frac{\left[\frac{Nb_{CPS}}{ppm} \right]_X^{Std}}{\left[\frac{Nb_{CPS}}{ppm} \right]_{StdI}^{Std}} \quad (1)$$

où *Ech* = échantillon (concentration de l'élément dans l'échantillon), *StdI* = standard interne (concentration en Ca ou en Al de l'échantillon mesurée à la microsonde) et *Std* = standard (concentration de l'élément dans le NIST 612).

II.II.6. Microscopie électronique en transmission

Pour observer la microstructure de la matrice de TNZ 057 (CK4), nous avons utilisé en imagerie un microscope électronique à transmission (MET) PHILIPS CM20 situé à

Polytech' Clermont-Ferrand. Le faisceau d'électron est produit par une pointe en hexaborure de lanthane (LaB6) fonctionnant sous une tension d'accélération de 120 keV. Un système de microanalyse EDS OXFORD (diode Si(Li)) couplé au MET et géré par un logiciel de traitement INCA nous a permis de caractériser d'un point de vue chimique les phases observées.

La difficulté majeure de ce type d'analyse réside dans la préparation des échantillons. Tout d'abord, nous avons réalisé des doubles pols d'un échantillon de TNZ 057. Les sections ainsi préparées ont ensuite été collées sur lame de verre puis amincies manuellement jusqu'à obtenir une épaisseur d'environ 30 μm . Nous avons ensuite observé nos sections au microscope pétrographique puis collé des rondelles de cuivre (3 mm de diamètre et percées en leur centre d'un trou de 1 mm) sur la partie matricielle. Après avoir décollé de la lame de verre puis retourné les rondelles de cuivre et les parties de l'échantillon situées en dessous, nous avons collé une seconde rondelle sur l'autre face dans le but de rendre plus résistant l'assemblage échantillon-rondelles de cuivre. Une fois ces étapes effectuées, nous avons effectué l'amincissement final de nos échantillons par bombardement ionique au Centre Interdisciplinaire de Nanosciences de Marseille (CINaM) grâce à un PIPS (Precision Ion Polishing System) GATAN de type 691. Le PIPS produit un faisceau d'ions d'argon qui va percer l'échantillon, les observations au MET se faisant ensuite sur les parties les plus fines des bordures des trous ainsi créés.

II.II.7. Calcul des tailles moyennes des olivines matricielles

Lors de ce travail, nous avons calculé les tailles moyennes des olivines matricielles de plusieurs CVs et CKs à partir d'images BSE prises à différents grossissements (entre $\times 150$ et $\times 1400$) et de résolutions inférieures à $\sim 1 \mu\text{m}/\text{pixel}$. Une fois les images BSE de la matrice obtenues, nous avons développé une macro sous le logiciel ImageJ permettant de moyenner, pour chaque grain reconnu, la longueur de 3 axes tracés manuellement sur l'image BSE. Les 3 axes ont été estimés comme correspondant à la distance bord à bord la plus longue (souvent

égale à l'axe d'élongation du grain), la plus courte et à une distance intermédiaire aux deux précédentes. Pour chaque échantillon, une liste sous forme de feuille Excel est alors produite contenant les tailles (moyenne des 3 axes) de tous les grains mesurés. La taille moyenne des olivines matricielles pour chaque échantillon est ensuite calculée en faisant la moyenne de tous les grains reconnus comme tels.

II.II.8. Analyse d'image et calcul des abondances des différents objets chondritiques

Les calculs d'abondances modales ont été effectués à partir de différents types de supports. Tout d'abord, nous avons réalisé pour chaque lame mince et section polie des mosaïques BSE d'une résolution de 2 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Nous avons aussi numérisé avec des résolutions variant entre 7 et 70 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ des tranches polies d'Allende, de NWA 779, de NWA 2900, de NWA 4425 et de TNZ 057, tranches choisies au préalable pour leurs représentativités. L'acquisition d'une cartographie par spectrométrie de fluorescence X a été réalisée par Manuel Muñoz au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble sur une tranche polie de TNZ 057 en utilisant un système de microfluorescence X EDAX de type Eagle III. Les éléments cartographiés sont Si, Fe, Mg, Ca, Al, K, Cr, Ti, Ni, S, Zn et P, sur une surface d'environ 27 cm^2 et une résolution de 115 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Enfin, nous avons obtenu à la microsonde électronique des cartographies chimiques de 28 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ de résolution pour le Fe, le Mg, le Ca et l'Al pour les sections de CKs dans lesquelles nous n'avions pas relevé en amont la présence de CAIs, que se soit en macroscopie et/ou en BSE. Ces cartographies microsonde nous ont servi à vérifier si les CAIs étaient réellement absents de ces sections.

Nous avons mesuré sur ces différents types de supports les abondances modales des chondres, des CAIs, de la matrice et des inclusions sombres. Pour cela, nous avons reconnu et entouré manuellement, en utilisant une tablette graphique, chaque objet sous Photoshop et créé un calque pour les différents types d'objets. Les abondances de chondres ont été obtenues en comptant les manteaux à gros grains. Pour les objets indéterminés (= non

associables à des chondres, à de la matrice ou à des CAIs), par exemple certains agrégats de clinopyroxène et nodules d'oxydes-sulfures, nous avons créé un nouveau calque et nommé les abondances correspondantes « non déterminé » dans nos tableaux de données. Une fois mesurées les valeurs d'abondances de chondres, de CAIs, d'inclusions sombres et d'objets non déterminés, les pourcentages de matrice sont calculés par différence à 100 de manière à obtenir un total de 100% une fois les abondances de tous les types de composants sommées (CAIs + chondres + matrice + inclusions sombres + « non-déterminé »). Lorsqu'une section contient des inclusions sombres, les abondances des chondres, des CAIs, de la matrice et des objets « non déterminés » sont recalculés après avoir soustrait à la surface totale de la section la superficie de ces inclusions sombres. Ce sont ces valeurs, recalculées sans tenir compte des inclusions sombres, qui seront données dans nos tableaux de données.

Sur les sections polies, les CAIs, les chondres et les inclusions sombres sont identifiés visuellement, en vérifiant dans certains cas en BSE et en réflexion la nature réelle des objets d'aspects et de formes ne permettant pas leur détermination à l'œil nu. Par exemple, certains CAIs ronds peuvent facilement être assimilés à des chondres, alors que certains chondres riches en aluminium peuvent être initialement reconnus comme étant des CAIs. Malgré cela, il est impossible de s'affranchir totalement de la source d'erreur qu'implique cette méthode d'identification visuelle, sauf dans le cas où chaque objet serait examiné en BSE, en cartographie chimique et en réflexion. Cependant, au regard du nombre d'échantillon à observer, généraliser l'observation de tous les objets, ne serait-ce qu'en BSE, rendrait alors les temps de comptage trop importants. Afin de parer à ce problème, il pourrait être envisagé dans le futur de réaliser des cartographies chimiques systématiques de toutes les sections en utilisant (i) la microsonde électronique ou (ii) un MEB équipé de détecteurs EDS SDD (Silicon Drift Detector) permettant de réduire considérablement les temps d'acquisitions car capables de compter plusieurs centaines de milliers de coups par seconde. Durant ce travail, nous avons utilisé la méthode (i) uniquement sur les sections dans lesquelles aucun CAI n'avait été observé sur les mosaïques BSE.

Pour estimer l'erreur due à cette méthode d'identification visuelle sur les scans haute résolution, nous avons tout d'abord identifié à l'œil nu les différents objets d'une surface d'environ 7 cm² d'une tranche polie de TNZ 057. Par la suite, une nouvelle phase d'identification a été réalisée sur la mosaïque BSE de cette même surface. Les résultats ainsi obtenus à partir de ces deux types de supports ont été comparés. Que se soit à partir de la

mosaïque BSE ou du scan haute résolution, les abondances obtenues pour les CAIs, les chondres et la matrice sont similaires (Tab. II.6). Ces valeurs sont également semblables aux abondances moyennes calculées à partir de la totalité des surfaces étudiées de TNZ 057. La différence entre les deux supports se situe au niveau du nombre d'objets identifiés (Tab. II.6). En effet, un nombre plus important de CAIs et de chondres a été décompté en BSE. Cela peut être expliqué par le fait que la résolution de la mosaïque BSE est 10 fois supérieure à celle du scan ce qui permet l'identification de plus petits objets. Dans le cas des CAIs, bien que plus d'objets aient été comptés en BSE, l'abondance modale est légèrement plus faible que celle calculée à partir du scan haute résolution (Tab. II.6). Cela est dû au fait que les contours très irréguliers des CAIs sont mieux perceptibles en BSE, ce qui permet, sur ce type de support, de minimiser l'erreur due à la délimitation manuelle de ces objets.

Bien que les CAIs, mais aussi les chondres, aient des contours parfois irréguliers, nous avons supposé ces composants chondritiques sphériques afin de pouvoir les comparer en terme de taille. Chaque surface de chaque objet a donc été ramenée à un cercle pour pouvoir calculer un rayon équivalent permettant alors une comparaison plus aisée de la taille de ces objets entre différents échantillons.

TNZ 057		CAIs		Chondres		Matrice		Inclusions sombres				
Surface	Résolution	Abond. modale	Taille moy.	Nb. d'objet	CAI/matrix	Abond. modale	Taille moy.	Nb. d'objet	Chd./matrix	Abond. modale		
(cm ²)	(µm/pixel)	(surf ^p %)	(mm)			(surf ^p %)	(mm)			(surf ^p %)		
Mosaïque BSE	7,27	4,4	10,03	1,05	50	0,14	17,3	0,97	137	0,24	72,7	13,3
Scan numérique	7,27	48,5	10,76	1,26	34	0,15	17,16	1,11	101	0,24	72,1	12,6
Valeurs globales	893,00	-	9,1 ± 1,4	1,11 ± 0,06	3024	0,15 ± 0,04	18,2 ± 1,2	1,05 ± 0,05	7313	0,26 ± 0,02	71,1 ± 1,8	11,5 ± 1,8

Tableau II.6 : Abondances modales des CAIs (gros grains + grains fins), des chondres, de la matrice et des inclusions sombres dans TNZ 057 (CK4) calculées à partir d'un scan haute résolution et d'une mosaïque BSE d'une même zone. Les tailles moyennes correspondent à des diamètres équivalents obtenus en considérant sphérique la surface de chaque objet. Les valeurs globales correspondent à celles obtenues à partir de toutes les surfaces observées de TNZ 057. La différence à 100% provient de la présence d'objets n'appartenant à aucun des composants présents dans ce tableau.

III. Etude pétrologique et texturale des matrices, des chondres et des CAIs

Durant ce travail, nous avons adopté pour les différentes météorites étudiées les groupes (CV ou CK) et les types pétrologiques publiés par la « Meteoritical Bulletin database ». Les critères utilisés pour la classification de ces CVs et de ces CKs sont ceux décrits dans le chapitre I (abondance de matrice, de chondres et de CAIs, taille de la matrice, teneur en fayalite des olivines ou encore degré d'oxydation). Toutefois, nous verrons au cours de ce chapitre que certaines classifications ont été faites de façon peu judicieuse, ce qui implique que certaines météorites ne présentent quelques fois que peu (voire pas) de critères correspondants au groupe et/ou au type pétrologique qui leurs ont été attribués.

La première partie de ce chapitre est consacrée à l'étude de la matrice (abondances modales, textures, minéralogie) dans les CVs et surtout dans les CKs. La deuxième partie porte sur l'étude des chondres dans les CKs, notamment avec une présentation des abondances modales mesurées dans les CVs et les CKs et l'analyse des profils de diffusion du fer dans les olivines de chondres non équilibrés présents dans certaines CKs. Enfin, l'étude détaillée des abondances modales, des textures et de la pétrologie des CAIs dans les CKs est l'objet de la troisième et dernière partie de ce chapitre.

III.I. Les matrices des CVs et des CKs

III.I.1. Abondances modales de matrice

III.I.1.1. Dans les CVs

Bien contrainte dans les CVs, la valeur moyenne d'abondance modale de matrice dans ce groupe de CCs est de 40% (Scott et al., 1996). Les abondances mesurées lors de ce travail pour Allende (52,1%), Kaba (39,6%) et Bali (46,9%) sont quelques peu différentes de celles obtenues par McSween (1977a), respectivement 38,4%, 50,7% et 50,0%. Ebel et al. (2008, 2009) rapportent quant à eux entre 58,9 et 68,0% de matrice dans Allende. NWA 779 contient $49,5 \pm 7,1\%$ de matrice alors que NWA 2900 en contient $68,4 \pm 3,0\%$ (Tab. III.1).

III.I.1.2. Dans les CKs

Les abondances modales de matrice mesurées dans les CKs sont très variables. Elles varient entre 49,0% (Maralinga) et 100% (LEW 87009) (Tab. III.1, Fig. III.1). Ces valeurs se situent de part et d'autre du pourcentage de matrice communément admis pour les CKs (75%), certaines étant mêmes plus proches de la valeur moyenne des CVs que des CKs (Fig. III.1). La valeur moyenne d'abondance modale de matrice calculée à partir de toutes les CKs est de $72,7 \pm 12,3\%$, la plupart des échantillons ayant environ entre 69 et 73% de matrice. Nos résultats ne montrent pas de différences notables d'abondance de matrice entre les CK3 ($66,5 \pm 5,4\%$) et les CK4 ($67,6 \pm 10,6\%$). Néanmoins, les CK4 (49,0–80,6%) présentent une plus large gamme de valeurs d'abondances que les CK3 (59,5–72,3%).

Météorite	Type	Surface (cm ²)	Chondres ² (surf%)	Chondres de type F (surf%)	Nombre de chondre	Matrice ² (surf%)	Rapport chondres/matrice	Non déterminé ² (surf%)	Inclusions sombres (surf%)	Diamètre moyen des chondres (mm)	Gamme des diamètres des chondres (mm)
Moyenne CV ¹			45,0			40,0	1,1			1,0	
Kaba	CV3 Ox.	0,75	55,7	0 [§]	218	39,6	1,41	1,3	0,0	0,31	0,04–2,72
Bali	CV3 Ox.	1,83	44,7	0 [§]	393	46,9	0,95	0,3	0,0	0,34	0,04–2,96
Allende	CV3 Ox.	9,20	37,6	0 [§]	498	52,1	0,72	0,00	15,9	0,74	0,15–3,17
NWA 779	CV3 Ox.	12,15	39,1 (1,2)	n.c.	962	49,5 (7,1)	0,79 (0,14)	0,0	0,0	0,67 (0,22)	0,05–4,28
NWA 2900	CV3 Ox.	25,56	18,5 (3,8)	n.c.	408	68,4 (3,0)	0,27 (0,07)	0,1 (0,1)	22,2 (12,9)	0,96 (0,07)	0,17–3,31
DAG 431	CK3	2,41	24,9	11,8	123	68,9	0,36	2,1	0,0	0,62	0,12–3,67
NWA 1559	CK3	1,86	25,7	12,2	70	69,7	0,37	0,3	0,0	0,79	0,25–3,27
NWA 4724	CK3.8	2,28	22,5 (6,0)	8,6 (5,9)	76	59,5 (0,3)	0,38 (0,10)	5,2 (4,1)	0,0	0,81 (0,10)	0,27–2,90
NWA 4425	CK3.8	25,24	17,1 (2,7)	14,4	368	72,3 (3,0)	0,24 (0,05)	0,2 (0,2)	11,2 (10,7)	1,04 (0,06)	0,26–3,86
NWA 4423	CK3.9	1,93	20,3	11,3	61	62,1	0,33	1,2	0,0	0,85	0,26–1,67
NWA 4770	CK4	7,29	25,1	n.c.	612	71,0	0,35	0,0	0,0	0,51	0,12–2,47
NWA 4422	CK4	2,37	22,8	n.c.	83	71,3	0,32	4,5	0,0	0,78	0,22–3,46
NWA 5733	CK4	1,31	45,0	n.c.	132	53,8	0,84	0,8	0,0	0,62	0,16–2,83
NWA 2519	CK4	1,41	19,1	n.c.	60	80,6	0,24	0,3	0,0	0,70	0,27–1,71
Karoonda	CK4	2,54	28,5	n.c.	1029	70,5	0,40	0,8	0,0	0,22	0,08–2,17
Kobe	CK4	0,56	26,7	n.c.	30	73,3	0,36	0,0	0,0	0,70	0,12–1,71
Maralinga	CK4	4,05	50,5	n.c.	830	49,0	1,03	0,5	0,0	0,47	0,11–2,65
TNZ 057	CK4	893,00	18,2 (1,2)	9,6 (2,5)	7313	71,1 (1,8)	0,26 (0,02)	0,0	11,5 (1,8)	1,05 (0,05)	0,11–5,90
NWA 765	CK4/5	1,76	14,9	n.c.	91	82,0	0,18	1,2	0,0	0,50	0,15–2,14
PCA 82500	CK4/5	0,42	10,7	n.c.	13	87,1	0,12	0,2	0,0	0,64	0,30–1,13
EET 90007	CK5	1,25	20,0	n.c.	39	80,0	0,25	0,00	0,0	0,70	0,22–3,60
EET 87860	CK5/6	0,77	13,0	n.c.	15	86,1	0,15	0,00	0,0	0,88	0,50–1,60
LEW 87009	CK6	0,27	0,0	n.c.	0	100,0	0,00	0,00	0,0	-	-
Moyenne CK ¹			15			75	0,2			0,70	

Tableau III.1: Abondances modales, hormis les CAIs, des différents composants chondritiques des CV's et des CKs étudiées lors de ce travail. Les valeurs entre parenthèses correspondent à des incertitudes de 1 sigma, calculées lorsque plusieurs sections d'une même météorite ont été observées. Aucun grain de métal n'a été observé dans ces sections. ¹(Scott et al., 1996). ²Abondances modales calculées sans les inclusions sombres. [§](voir Zanda et al. (2006)). n.c. : non calculé.

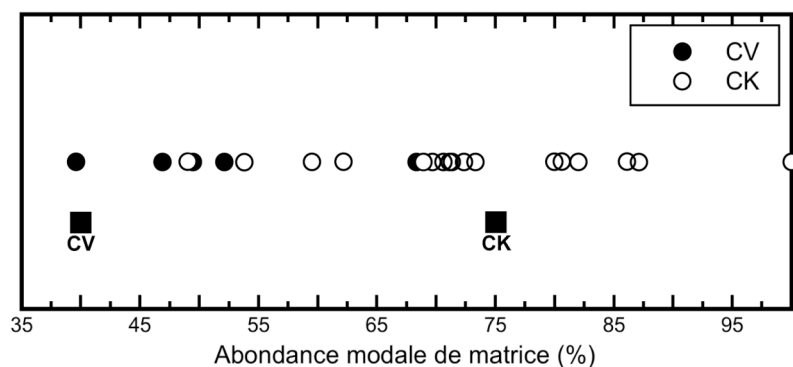


Figure III.1 : Variation de l'abondance modale de matrice dans les CVs et les CKs observées lors de ce travail. Les carrés pleins correspondent aux valeurs moyennes de la littérature pour ces deux groupes (Scott et al., 1996).

III.1.2. Textures et minéralogie

III.1.2.1. Dans les CVs

Largement décrite dans la littérature (Brearley and Jones, 1998, et références), la minéralogie des matrices des CVs est dominée par l'olivine. Elle contient aussi quelques phases mineures comme l'enstatite, le pyroxène calcique, le métal, l'anorthite, la magnétite ou encore les sulfures.

D'un point de vue textural, les matrices des CV3 observées montrent des différences notables (Fig. III.2), notamment en terme de taille de grain (Tab. III.2). La matrice de Kaba est composée d'un mélange de grains d'olivine de quelques microns et d'environ 20 μm . La matrice d'Allende consiste quant à elle en un assemblage homogène de baguettes d'olivine de 2–5 μm de large et d'une vingtaine de 20 μm de long. La taille moyenne de la matrice d'Allende est de $6,1 \pm 0,2 \mu\text{m}$. NWA 723 et NWA 779 ont des matrices assez similaires. Dans ces deux CV3, des grains d'olivines tabulaires de tailles allant de 10 à 20 μm sont entourés par un assemblage à grains plus fins (2–5 μm). Les tailles moyennes de ces grains dans NWA 723 et NWA 779 sont respectivement de $2,2 \pm 1,1$ et $3,4 \pm 0,1 \mu\text{m}$. Ces deux matrices contiennent de rares grains de métal et de magnétite, contrairement à Kaba et Allende, deux CV3 dans lesquelles le métal et la magnétite sont plus abondants. NWA 2900, initialement classifiée en CV3, a une matrice recristallisée (taille moyenne des olivines $52,4 \pm 3,5 \mu\text{m}$) contenant des olivines riches en vésicules et inclusions.

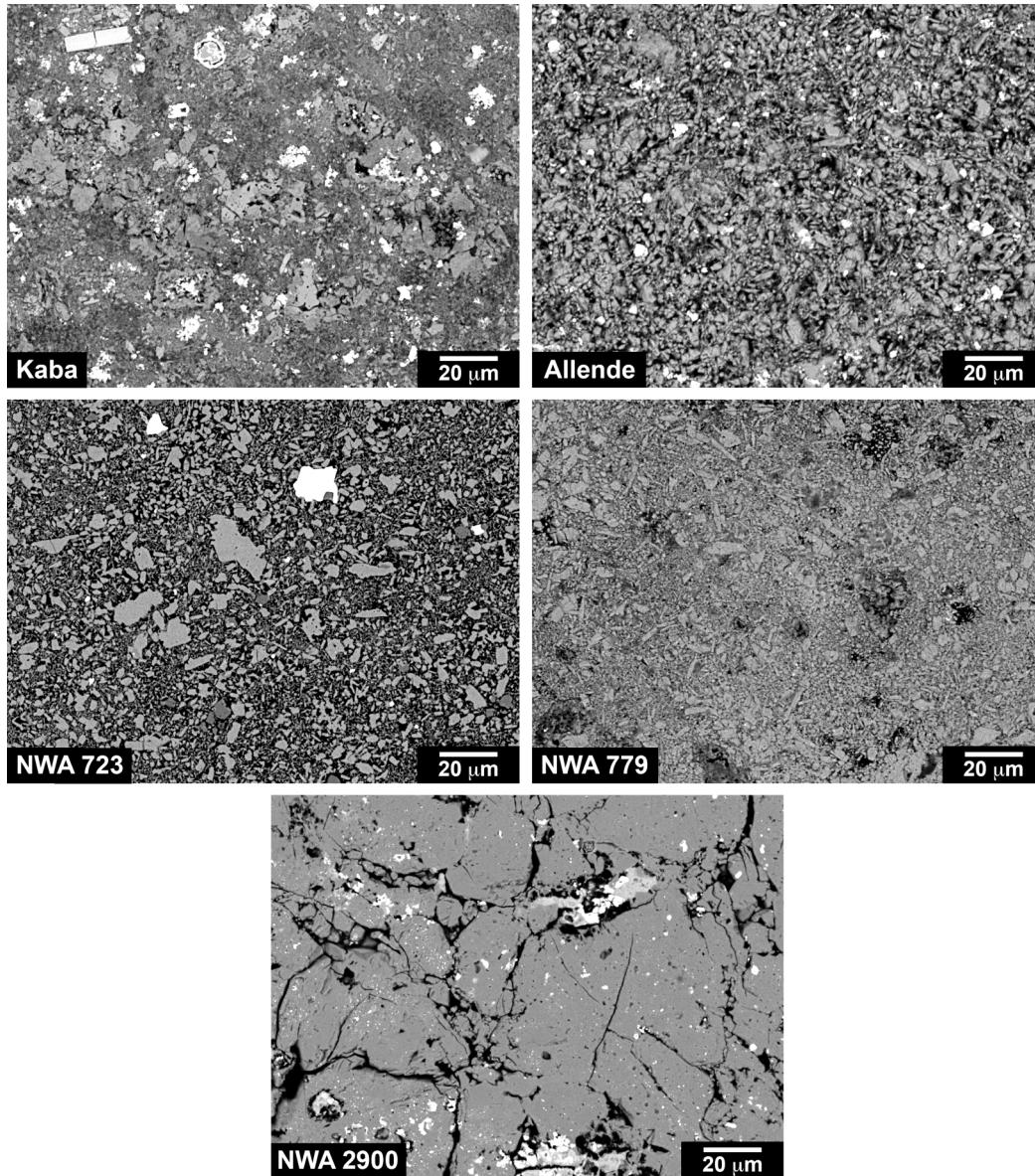


Figure III.2 : Images BSE des matrices des CVs Kaba, Allende, NWA 723, NWA 779 et NWA 2900.

Météorite	Type	Taille matrice (µm)	
		Moyenne	1σ
Vigarano	CV3	1,7	0,1
Allende	CV3	6,1	0,2
NWA 723	CV3	2,2	1,1
NWA 779	CV3	3,4	0,1
NWA 2900	CV3	52,4	3,5
DAG 431	CK3-an	11–50	-
NWA 1559	CK3	16,7	0,6
NWA 4724	CK3.8	23,6	0,5
NWA 4425	CK3.8	28,9	0,9
NWA 4423	CK3.9	16,4	0,6
NWA 4422	CK4	25,2	2,2
Karoonda	CK4	13,9	0,4
TNZ 057	CK4	65,0	25,0

Tableau III.2 : Tableau récapitulatif des tailles moyennes mesurées à partir des grains d'olivine.

La taille moyenne des olivines matricielles dans les CVs analysées augmente de la façon suivante : Vigarano < NWA 723 < NWA 779 < Allende < NWA 2900. Les histogrammes de distribution des tailles de ces olivines matricielles sont donnés dans les figures III.3 et III.4.

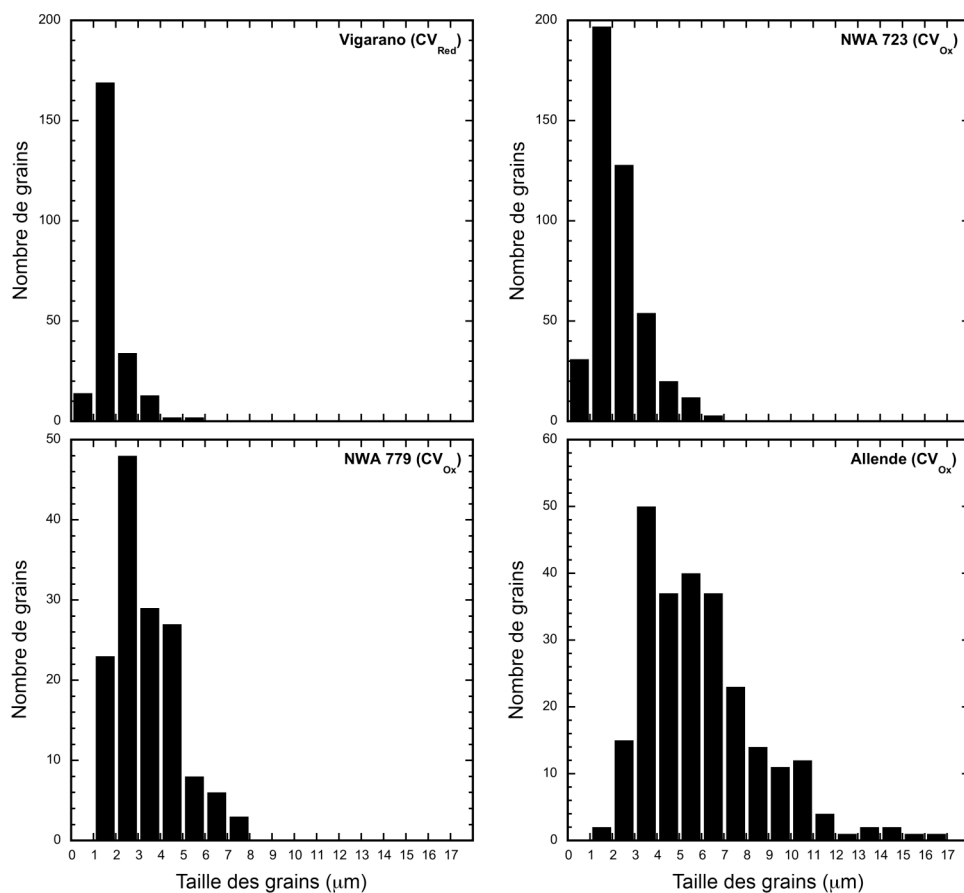


Figure III.3 : Histogrammes de distribution de la taille des grains d'olivine dans la matrice des CV3 Vigarano, NWA 723, NWA 779 et Allende.

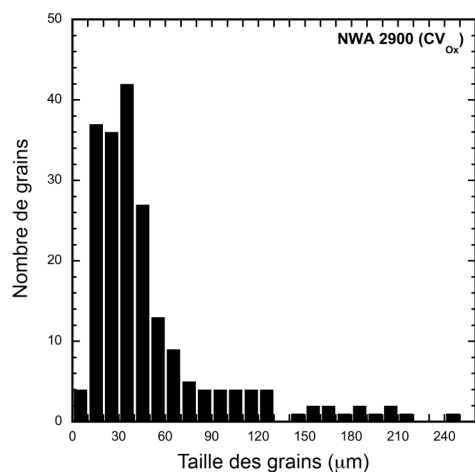


Figure III.4 : Histogramme de distribution de la taille des grains d'olivine dans la matrice de NWA 2900 (CV3).

III.I.2.2. Dans les CKs

Tout comme dans les CVs, les matrices des CKs sont majoritairement composées d'olivine. Par ordre d'abondance, les matrices contiennent également du plagioclase, du pyroxène, de la magnétite ainsi que des sulfures (principalement de la pentlandite). Contrairement aux autres CKs, la CK la moins métamorphique, NWA 1559 (CK3), contient plus de pyroxène que de plagioclase.

III.I.2.2.a. Tailles de grains

Dans les CKs, le degré de recrystallisation de la matrice augmente depuis les types 3 jusqu'aux types 6. Cette recrystallisation se traduit par l'augmentation de la taille moyenne des grains d'olivine et de plagioclase (Fig. III.5 et III.6 et III.7).

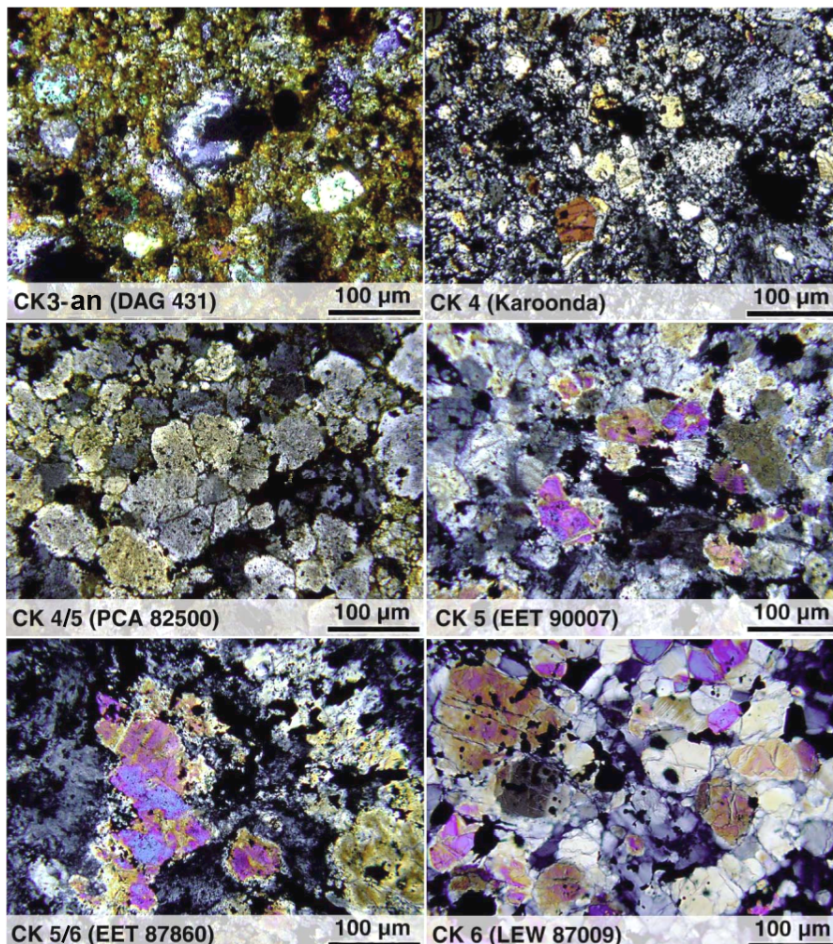


Figure III.5 : Images en lumière polarisée des matrices de DAG 431 (CK3-an), Karoonda (CK4), PCA 82500 (CK4/5), EET 90007 (CK5), EET 87860 (CK5/6) et LEW 87009 (CK6).
Modifié d'après Ferrière (2004).

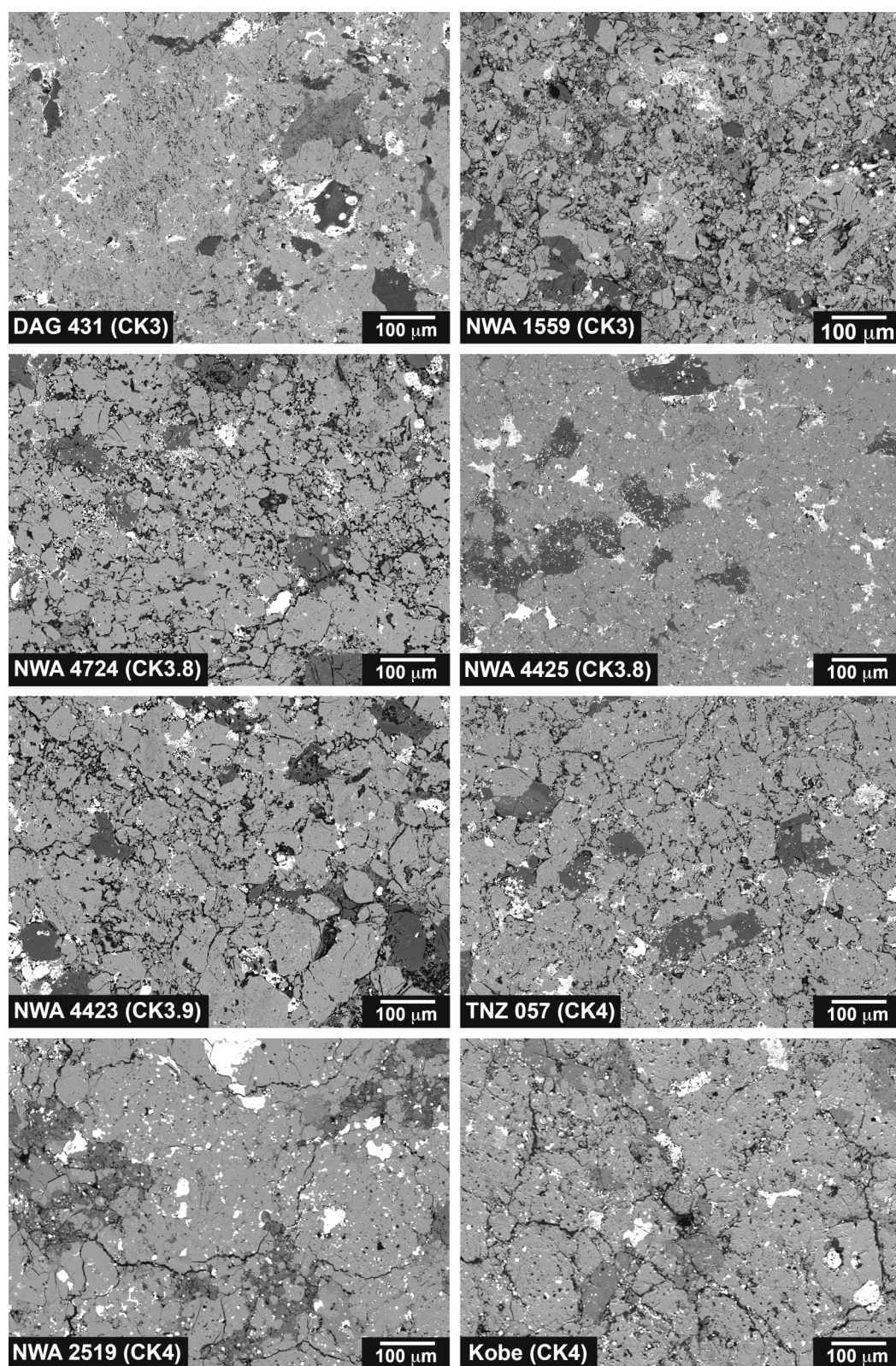


Figure III.6 : Images BSE des matrices de DAG 431 (CK3-an), NWA 1559 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4425 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9), TNZ 057 (CK4), NWA 2519 (CK4) et Kobe (CK4).

La taille moyenne des matrices augmente depuis les types 3 (~16,5 μm pour NWA 1559 et NWA 4423) jusqu'aux types 6 dans lesquels les plages d'olivine peuvent atteindre plusieurs centaines de microns (Fig. III.5, III.6, III.7, Tab. III.2).

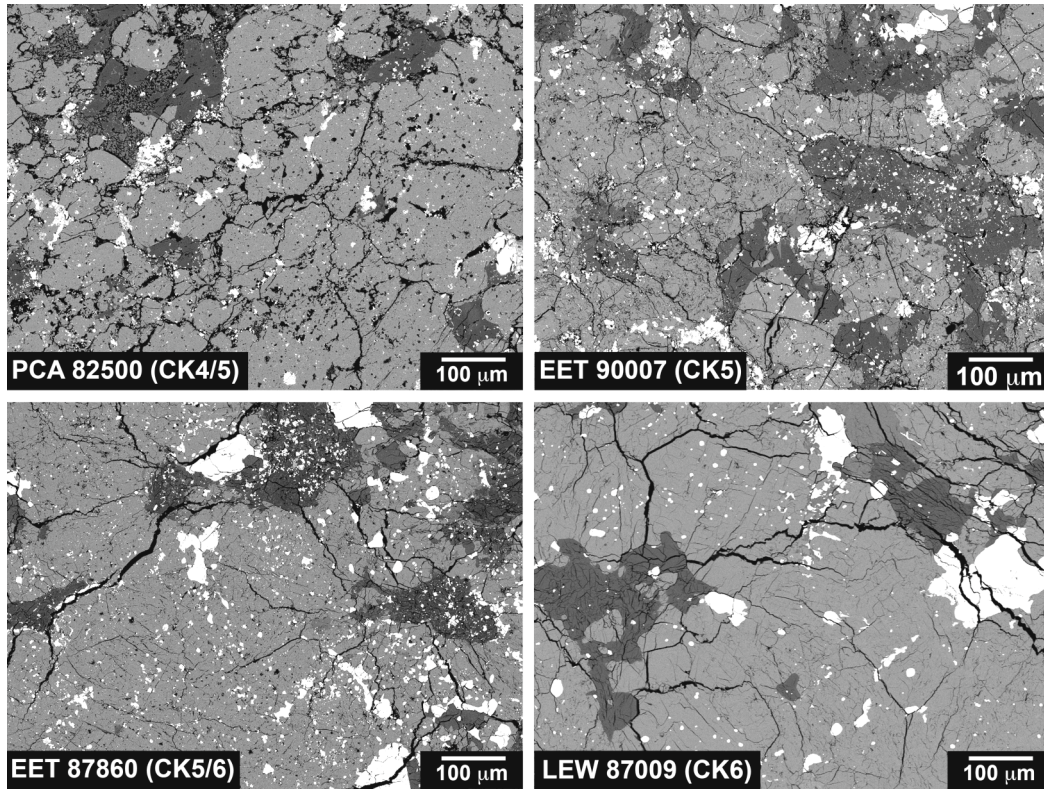


Figure III.7 : Images BSE des matrices de PCA 82500 (CK4/5), EET 90007 (CK5), EET 87860 (CK5/6) et LEW 87009 (CK6).

Des histogrammes de distribution de la taille des grains d'olivine dans des matrices de CK3–4 sont présentés dans la figure III.8. Les distributions sont unimodales, à l'exception de celle obtenue pour DAG 431 (CK 3-an) qui est bimodale, avec un mode à ~11 et ~50 μm . En effet, certaines zones de la matrice de DAG 431 contiennent des grains d'olivine d'une dizaine de microns caractéristique des CK3, alors que d'autres zones sont composées de grains de plusieurs dizaines de microns, comme observé dans des CK de type 4.

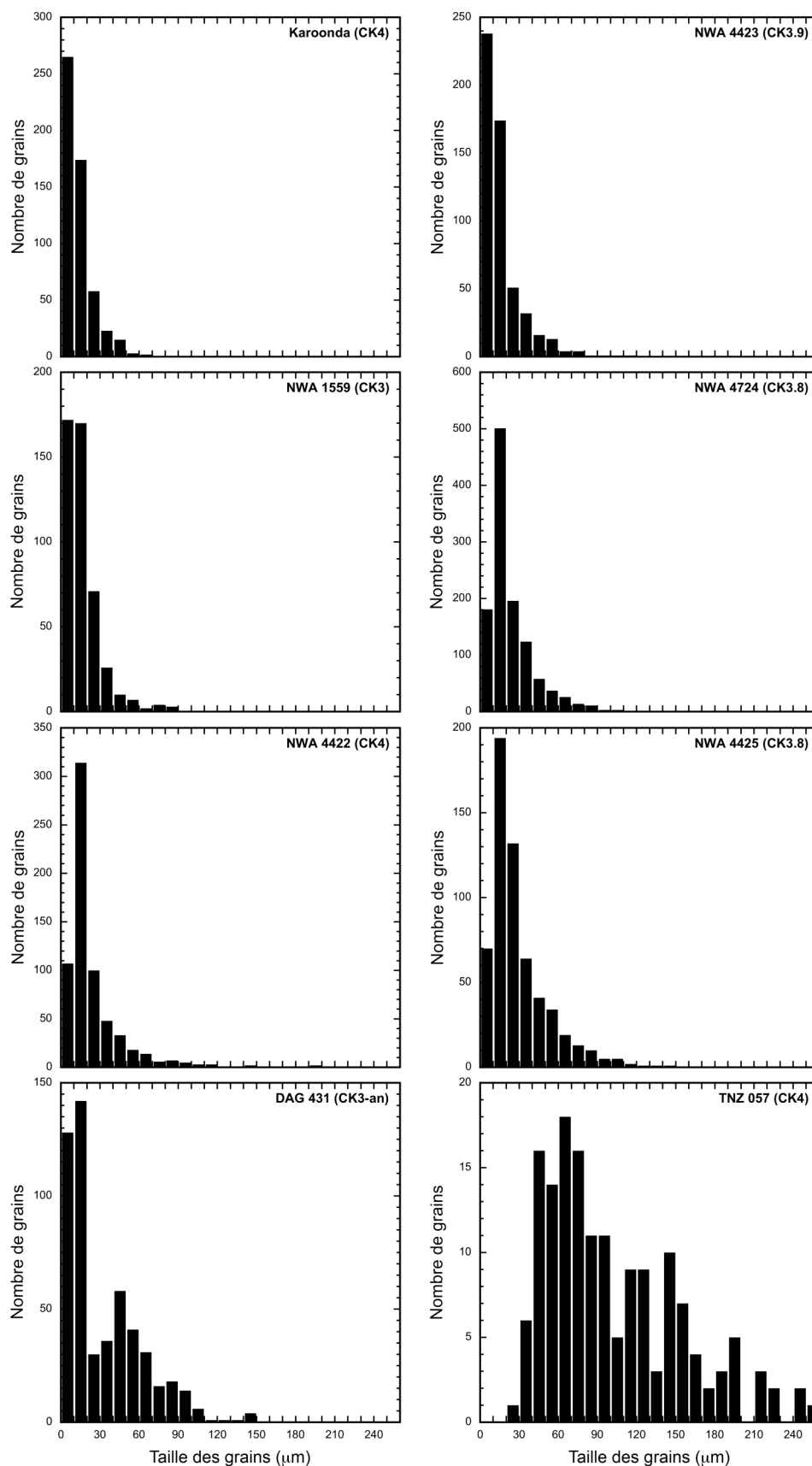


Figure III.8 : Histogrammes de distribution de la taille des grains d'olivine dans la matrice de Karoonda (CK4), NWA 4423 (CK3.9), NWA 1559 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4422 (CK4), NWA 4425 (CK3.8), DAG 431 (CK3-an) et TNZ 057 (CK4). Ces histogrammes sont classés en fonction de l'augmentation de la taille moyenne des olivines matricielles de chaque CK.

III.1.2.2.b. Textures des olivines

Une des caractéristiques des matrices des CKs est la texture vésiculée et riche en inclusions des olivines (Fig. III.9).

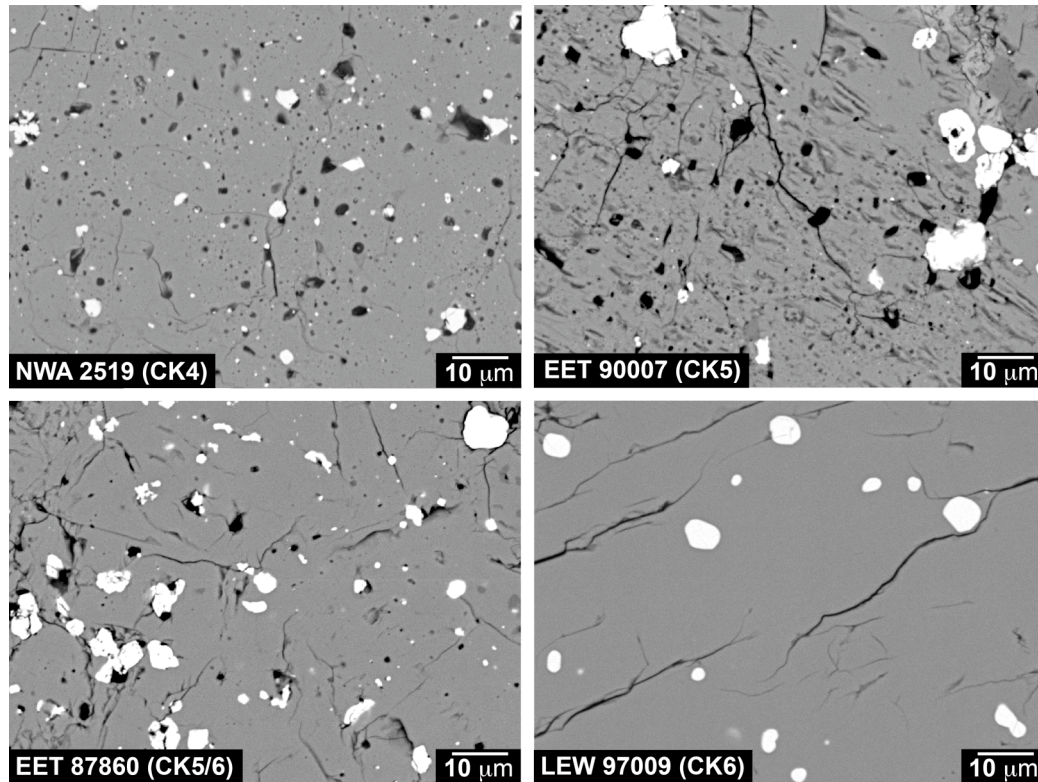


Figure III.9 : Images BSE de l'évolution de la texture des olivines matricielles des CKs avec l'augmentation du type pétrologique.

Les observations au microscope pétrographique et au MEB montrent que dans les matrices des CKs, les olivines contiennent de nombreuses vésicules et inclusions micrométriques (entre 1 et 10 µm). Ces inclusions sont principalement des oxydes : magnétites, chromites, ou encore ilménites. De la pentlandite est également présente en inclusion dans l'olivine, et ce quel que soit le type pétrologique. Nous avons aussi observé des inclusions de pyrrhotite, de pyrite, de solution solide de monosulfure (MSS pour Monosulfide Solid Solution) et de barite (BaSO_4 , uniquement dans NWA 4425). Lors de l'augmentation du métamorphisme, cette texture caractéristique disparaît progressivement. Depuis les types 3 jusqu'aux types 6, les vésicules disparaissent et la taille des inclusions augmente alors que leur nombre diminue (Fig. III.9). Dans les CK6, les olivines ne sont plus vésiculées et les inclusions d'oxydes et de sulfure sont le plus souvent de tailles supérieures à 5 µm.

Les plagioclases présents dans les matrices des CKs contiennent également de nombreuses inclusions de magnétite, quelques fois de chromite et de sulfure. Tout comme les olivines matricielles, les plagioclases contiennent des vésicules.

En plus des inclusions et des vésicules micrométriques (micro-inclusions) décrites ci-dessus, les observations MET réalisées sur la matrice de TNZ 057 (CK4) révèlent que les olivines contiennent également de nombreuses vésicules et inclusions de tailles inférieures à 500 nm (Fig. III.10). La densité de ces vésicules et de ces inclusions nanométriques (nano-inclusions) varie d'un grain d'olivine à l'autre. Certaines olivines renferment aussi une densité importante de dislocation (Fig. III.10a). Ces olivines ne contiennent ni inclusions ni vésicules. Ces grains non vésiculés et sans inclusions sont rares et sont dispersés de façon hétérogène dans la matrice.

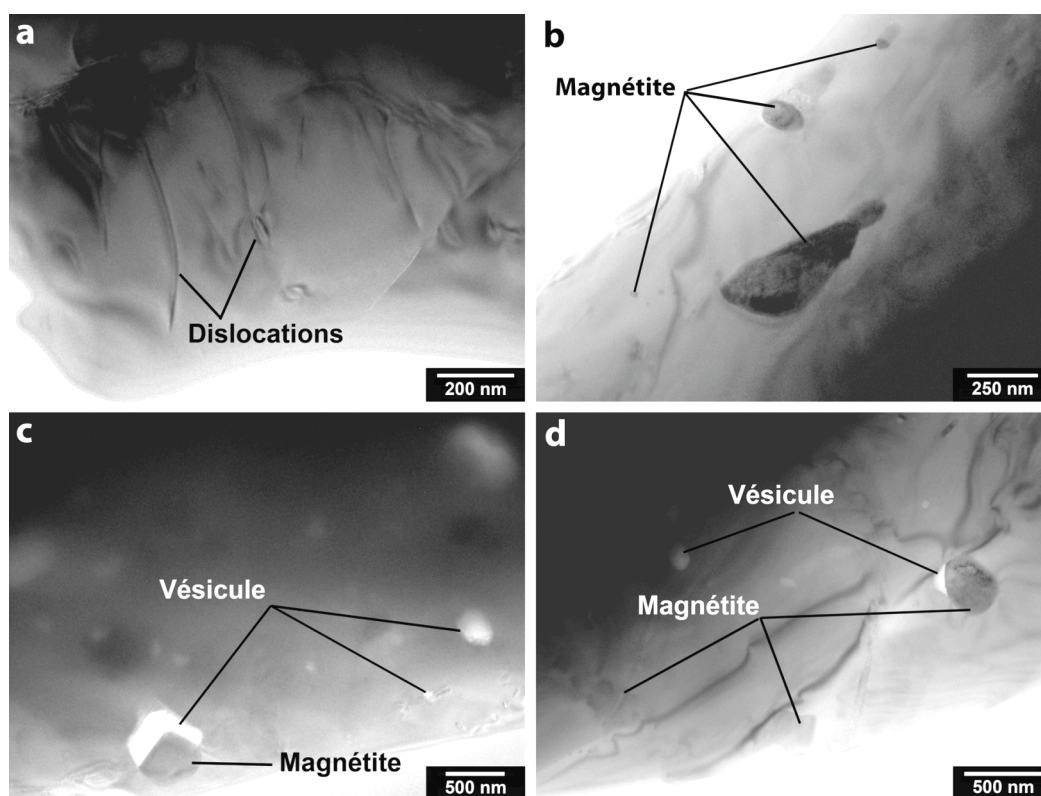


Figure III.10 : Images MET d'olivines matricielles de TNZ 057 (CK4) contenant des dislocations (a), des vésicules et des inclusions de magnétites (b, c et d).

Nous avons observé de nombreuses nano-inclusions de magnétite et seulement quelques nano-inclusions de pentlandites et de pyroxène calcique. Deux types de nano-inclusions sont présentes dans les olivines matricielles de TNZ 057 : avec ou sans vésicule associée (Fig. III.10). Notons ici que les nano-inclusions associées à des vésicules sont

uniquement des magnétites, la vésicule étant toujours située en bordure de l'inclusion. Les olivines matricielles de TNZ 057 contiennent également des vésicules solitaires de quelques dizaines de nanomètres (Fig. III.10).

III.1.2.2.c. Cartographie EBSD

Une zone de la matrice de TNZ 057 a été examinée en EBSD (Electron Backscatter Diffraction) dans le cadre d'une démonstration au centre d'application de la société Bruker à Berlin. Ce travail nous a permis de mettre en évidence la présence de variations d'orientations cristallographiques (sous-joints) au sein de plusieurs grains d'olivines dans la matrice de TNZ 057 (Fig. III.11).

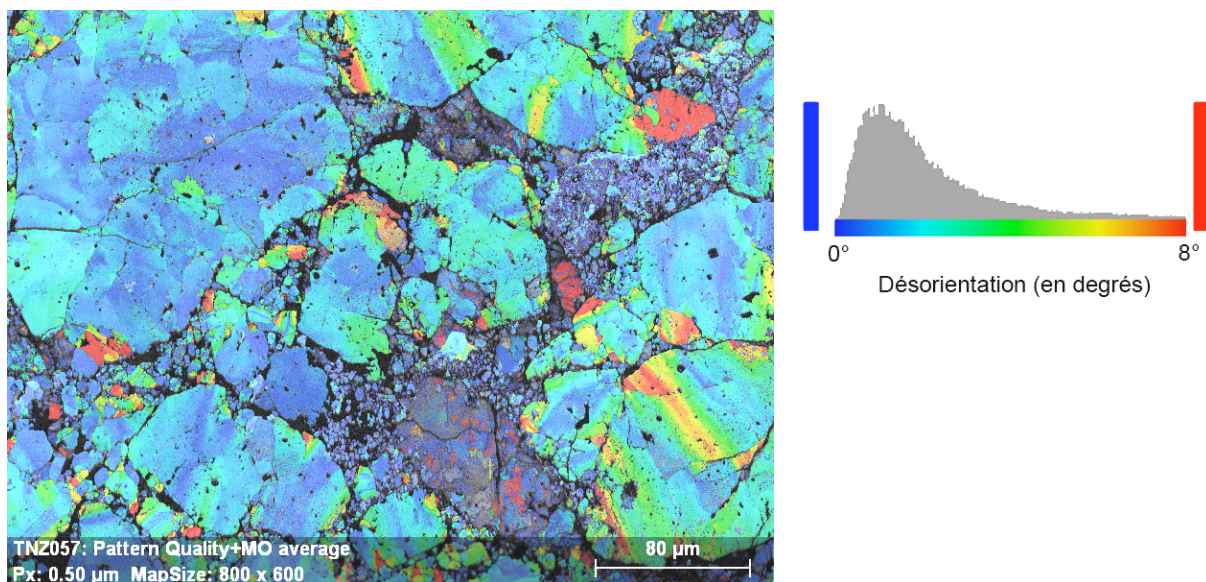


Figure III.11 : Cartographie EBSD de la désorientation des olivines dans la matrice de TNZ 057 (CK4). Pour construire cette image, chaque pixel a été associé à une couleur correspondant à la désorientation (en degré) de l'olivine en ce point, par rapport à l'orientation moyenne du grain d'olivine dans lequel ce pixel est contenu. Cette carte de désorientation a ensuite été superposée au « pattern quality » qui donne la qualité d'indexation du cliché de diffraction pour chaque pixel.

III.I.2.3. Matrices particulières

III.I.2.3.a. La matrice « léopard » de NWA 5737 (CV3)

Contrairement à toutes les autres matrices de CVs, la matrice de NWA 5737 contient de nombreux cristaux de plagioclase et de pyroxène aux contours souvent très irréguliers et de tailles inférieures à 5 μm (Fig. III.12). Cette matrice caractéristique est appelée dans ce manuscrit matrice « léopard » à cause de l'aspect marbré provoqué par la distribution homogène de grains de plagioclase et de pyroxène. En plus du plagioclase et du pyroxène, ces matrices « léopard » sont riches en magnétite (Fig. III.12). La taille de ces magnétites varie généralement entre 1 et 10 microns.

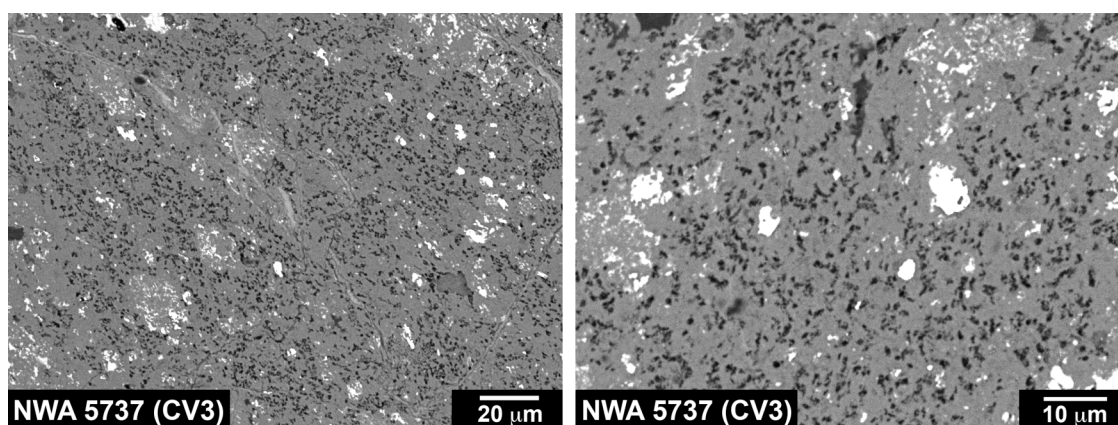


Figure III.12 : Images BSE de la matrice « léopard » de NWA 5737 (CV3).

III.I.2.3.b. Les matrices riches en plagioclase de NWA 5733 (CK4) et de Maralinga (CK4)

Comparées aux matrices des CKs décrites précédemment, les matrices de NWA 5733 et de Maralinga sont très riches en plagioclase (Fig. III.13). Les cristaux d'olivine sont tabulaires dans NWA 5733 et en baguettes dans Maralinga. Ils semblent comme inclus dans le plagioclase et leurs tailles n'excèdent généralement pas 50 microns. Nous avons aussi observé dans la matrice de NWA 5733 du pyroxène calcique en quantités non négligeables.

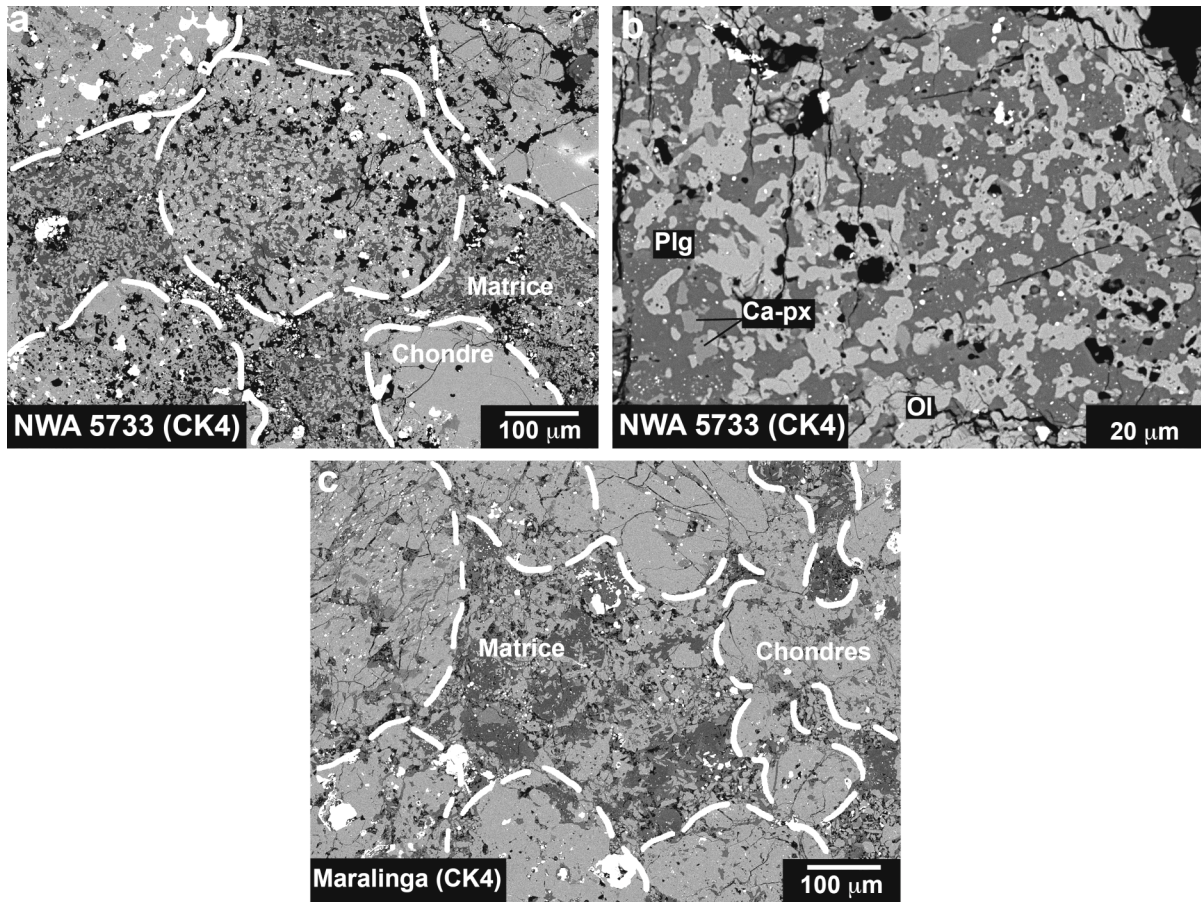


Figure III.13 : Images BSE de la matrice des CK4 NWA 5733 (a, b) et Maralinga (c).

III.1.2.3.c. Les matrices clastiques de Karoonda (CK4) et de NWA 765 (CK4/5)

Contrairement aux matrices classiques de CKs décrites ci-dessus, les matrices de Karoonda et de NWA 765 sont composées d'un agglomérat de grains et de fragments de cristaux d'olivine et de pyroxène, plus ou moins arrondis, et de tailles très variables (Fig. III.14). La taille moyenne de la matrice de Karoonda est ~13,9 μm (Tab. III.2).

Comme dans les matrices classiques des CKs, les olivines matricielles contiennent des vésicules et des inclusions de minéraux opaques (Fig. III.14).

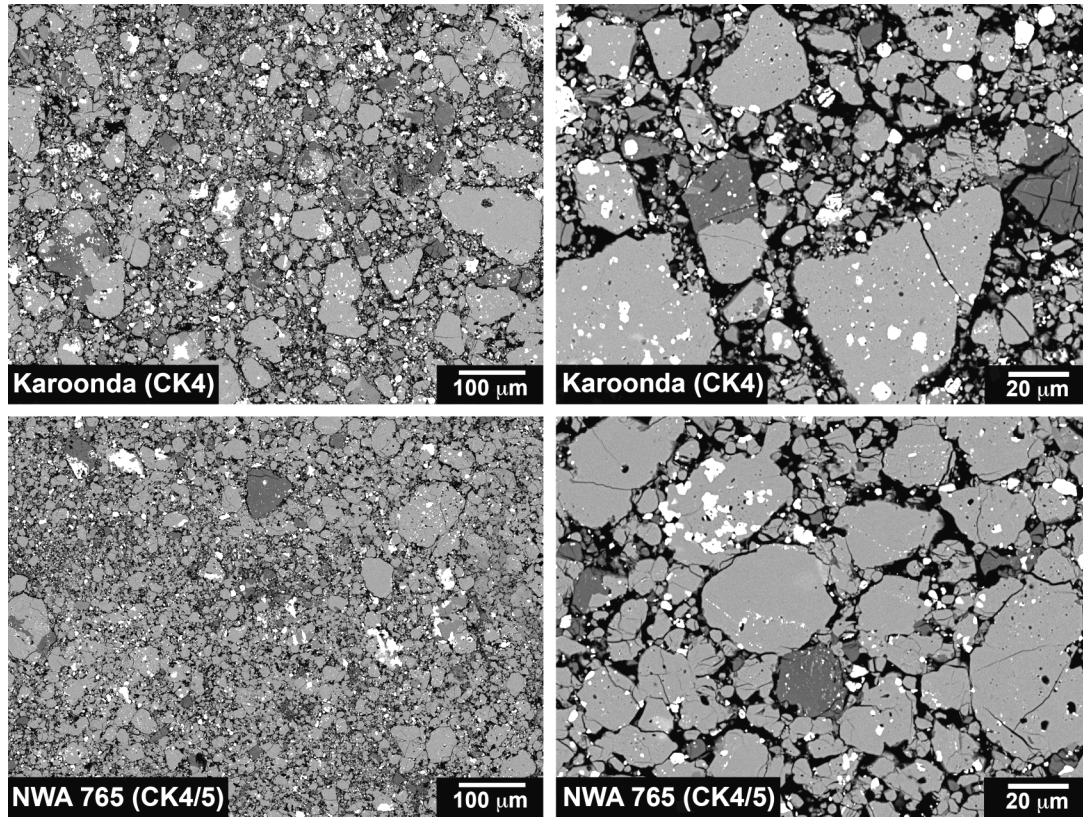


Figure III.14 : Images BSE de la matrice clastique de Karoonda (CK4) et de NWA 765 (CK4/5).

III.1.3. Compositions des olivines

Les compositions moyennes des olivines matricielles des CVs et des CKs analysées sont données dans le tableau III.3a–e.

	Kaba (CV3)		Bali (CV3)		NWA 723 (CV3)		NWA 5732 (CV3)	
	N=6		N=13		N=3		N=5	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	(0,01)	0,00
K ₂ O	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	(0,04)	0,02
CaO	0,21	0,13	0,18	0,13	(0,01)	0,01	0,21	0,05
MgO	25,95	20,64	25,49	9,17	31,01	0,16	17,22	3,27
FeO	37,50	25,11	37,01	10,78	31,21	0,18	48,96	4,55
TiO ₂	(0,02)	0,02	(0,04)	0,04	(0,04)	0,02	(0,03)	0,02
Cr ₂ O ₃	0,18	0,16	0,21	0,16	(0,03)	0,03	(0,06)	0,01
MnO	0,44	0,32	0,29	0,11	0,23	0,06	0,50	0,01
NiO	(0,05)	0,03	0,43	0,40	(0,05)	0,04	n.a.	-
SiO ₂	35,38	4,87	34,17	2,89	36,55	0,07	32,87	1,33
Al ₂ O ₃	(0,06)	0,06	0,43	0,48	(0,05)	0,02	(0,07)	0,06
Total	99,78	0,57	98,25	1,59	99,19	0,12	99,96	0,05

Tableau III.3a : Compositions chimiques moyennes des olivines matricielles obtenues à la microsonde électronique dans les CV3 Kaba, Bali, NWA 723 et NWA 5732. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	NWA 5737 (CV3)		NWA 5736 (CV3)		NWA 779 (CV3)		NWA 2900 (CV3)	
	N=5		N=5		N=5		N=4	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	(0,08)	0,05	(0,03)	0,01	n.a.	-	n.a.	-
K ₂ O	(0,04)	0,04	(0,10)	0,09	n.a.	-	n.a.	-
CaO	0,39	0,15	0,14	0,08	0,16	0,12	0,14	0,09
MgO	20,34	1,89	23,07	0,44	25,93	2,34	31,65	1,02
FeO	43,46	2,13	41,39	0,51	38,37	3,04	30,27	0,42
TiO ₂	(0,02)	0,02	(0,03)	0,03	(0,03)	0,03	(0,05)	0,02
Cr ₂ O ₃	0,19	0,11	0,19	0,24	(0,06)	0,03	0,12	0,18
MnO	0,34	0,05	0,28	0,05	0,25	0,04	0,27	0,06
NiO	n.a.	-	n.a.	-	(0,07)	0,04	0,29	0,02
SiO ₂	33,86	0,70	34,69	0,63	35,77	0,52	36,17	1,08
Al ₂ O ₃	0,65	0,74	0,47	0,31	(0,03)	0,02	0,56	0,97
Total	99,36	1,11	100,39	0,79	100,66	0,36	99,52	0,86

Tableau III.3b : Compositions chimiques moyennes des olivines matricielles obtenues à la microsonde électronique dans les CV3 NWA 5737, NWA 5736, NWA 779 et NWA 2900. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	DAG 431 (CK3-an)		NWA 1559 (CK3)		NWA 4724 (CK3.8)		NWA 4425 (CK3.8)		NWA 4423 (CK3.9)	
	N=4		N=5		N=6		N=9		N=10	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	n.a.	-	(0,02)	0,02	(0,01)	0,01	(0,01)	0,01	(0,01)	0,01
K ₂ O	n.a.	-	(0,01)	0,01	(0,01)	0,01	(0,01)	0,01	(0,01)	0,01
CaO	(0,08)	0,03	(0,03)	0,01	(0,04)	0,02	(0,06)	0,03	(0,06)	0,05
MgO	31,98	0,40	31,20	0,21	33,62	0,24	34,01	0,26	33,80	0,80
FeO	29,60	0,19	31,38	0,25	28,40	0,25	27,74	0,17	28,19	1,30
TiO ₂	(0,06)	0,05	(0,03)	0,03	(0,02)	0,02	(0,04)	0,04	(0,02)	0,02
Cr ₂ O ₃	(0,05)	0,04	(0,04)	0,02	(0,03)	0,03	(0,03)	0,03	(0,03)	0,03
MnO	0,23	0,02	0,23	0,06	0,25	0,04	0,12	0,10	0,21	0,12
NiO	0,36	0,03	0,25	0,03	0,28	0,04	0,33	0,05	0,28	0,04
SiO ₂	36,94	0,27	36,86	0,40	37,25	0,50	37,30	0,24	37,24	0,34
Al ₂ O ₃	(0,14)	0,14	(0,02)	0,02	(0,03)	0,03	(0,03)	0,03	(0,04)	0,04
Total	99,43	0,35	100,08	0,39	99,93	0,42	99,68	0,27	99,88	0,37

Tableau III.3c : Compositions chimiques moyennes des olivines matricielles obtenues à la microsonde électronique dans les CK3 DAG 431, NWA 1559, NWA 4724, NWA 4425 et NWA 4423. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	NWA 4422 (CK4)		NWA 5733 (CK4)		Karoonda (CK4)		Maralinga (CK4)		TNZ 057 (CK4)	
	N=9		N=5		N=3		N=7		N=12	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	(0,01)	0,01	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	(0,01)	0,01
K ₂ O	(0,01)	0,01	n.a.	-	(0,02)	0,02	n.a.	-	(0,02)	0,02
CaO	(0,04)	0,04	(0,05)	0,02	0,13	0,07	(0,05)	0,05	(0,09)	0,09
MgO	34,92	0,36	33,00	0,25	34,19	0,50	32,36	0,29	33,61	1,03
FeO	26,69	0,32	29,16	0,13	26,80	0,30	29,54	0,26	27,67	1,08
TiO ₂	(0,02)	0,02	(0,01)	0,02	(0,03)	0,03	(0,01)	0,02	(0,03)	0,03
Cr ₂ O ₃	(0,02)	0,02	(0,05)	0,03	(0,04)	0,02	(0,04)	0,02	(0,06)	0,05
MnO	0,22	0,04	0,20	0,04	0,25	0,03	0,20	0,03	0,19	0,12
NiO	0,44	0,06	0,68	0,08	0,37	0,07	0,48	0,05	0,33	0,04
SiO ₂	37,47	0,26	37,42	0,06	37,24	0,12	36,72	0,23	36,79	1,70
Al ₂ O ₃	(0,03)	0,02	(0,01)	0,01	(0,04)	0,02	(0,03)	0,04	0,89	2,89
Total	99,88	0,47	100,57	0,36	99,11	0,51	99,44	0,27	99,69	0,38

Tableau III.3d : Compositions chimiques moyennes des olivines matricielles obtenues à la microsonde électronique dans les CK4 NWA 4422, NWA 5733, Karoonda, Maralinga et TNZ 057. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	NWA 765 (CK4/5)		PCA 82500 (CK4/5)		EET 90007 (CK5)		LEW 87009 (CK6)	
	N=6		N=5		N=5		N=5	
wt%	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ
CaO	(0,06)	0,05	(0,06)	0,05	(0,02)	0,02	(0,01)	0,01
MgO	34,62	0,14	34,27	0,43	34,81	0,36	33,62	0,42
FeO	27,69	0,11	27,55	0,23	27,12	0,37	28,62	0,21
TiO ₂	(0,01)	0,01	(0,02)	0,02	(0,01)	0,01	(0,03)	0,03
Cr ₂ O ₃	(0,02)	0,02	(0,03)	0,03	(0,03)	0,03	(0,02)	0,02
MnO	0,27	0,03	0,27	0,02	0,24	0,02	0,27	0,03
NiO	0,35	0,07	0,38	0,03	0,41	0,07	0,48	0,04
SiO ₂	37,45	0,25	37,57	0,17	37,62	0,22	37,39	0,16
Al ₂ O ₃	(0,01)	0,01	(0,05)	0,04	(0,03)	0,03	(0,02)	0,01
Total	100,49	0,22	100,21	0,32	100,29	0,35	100,45	0,30

Tableau III.3e : Compositions chimiques moyennes des olivines matricielles obtenues à la microsonde électronique dans les CK4/5 NWA 765 et PCA 82500, dans EET 90007 (CK5) et dans LEW 87009 (CK6). Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses.

Les olivines des matrices des CVs analysées contiennent entre 0,23 et 0,50 wt% de MnO (Tab. III.3a,b). Même si les olivines matricielles des CVs semblent ne contenir que peu de NiO, des quantités significatives de NiO ont toutefois été mesurées dans Bali (0,43±0,40 wt% ; 6 analyses sur 13 montrant des teneurs entre 0,37 et 1,48 wt%) et dans NWA 2900 (0,29±0,02 wt%) (Tab. III.3a,b).

Les olivines matricielles des CKs contiennent des quantités non négligeables de MnO et de NiO (Tab. III.3c–e). Dans les CK3 et les CK4–6, les teneurs en MnO varient respectivement entre 0,12 et 0,25 wt%, et entre 0,19 et 0,27 wt%. Quant aux concentrations en NiO, elles varient entre 0,25 et 0,36 wt% dans les CK3, et entre 0,33 et 0,68 wt% dans les CK4–6.

Les teneurs moyennes en fayalite des CV-CK étudiées sont présentées dans le tableau III.4. Les pourcentages de fayalite calculés durant ce travail ont été obtenus en ne considérant que la solution solide forstérite–fayalite. Les autres éléments présents en traces tels que le nickel et le manganèse ont donc été négligés. Quant aux données de la littérature, elles sont la plupart du temps publiées sans qu'il ne soit précisé quels éléments ont été pris en compte pour le calcul du pourcentage de fayalite.

Météorite	Type	%Fa matrice	
		Moyenne	1 σ
Vigarano	CV3	55,0*	7,5*
Kaba	CV3	58,8	32,4
Bali	CV3	49,1	19,5
Allende	CV3	50,0*	5,0*
NWA 723	CV3	36,2	0,3
NWA 5732	CV3	61,6	6,6
NWA 5737	CV3	55,8	4,2
NWA 5736	CV3	50,2	0,3
NWA 779	CV3	45,4	4,1
NWA 2900	CV3	35,0	0,8
DAG 431	CK3-an	33,8	0,8
NWA 1559	CK3	36,1	0,1
NWA 4724	CK3.8	32,2	0,1
NWA 4425	CK3.8	31,4	0,1
NWA 4423	CK3.9	31,9	0,5
NWA 4422	CK4	30,0	0,1
NWA 4770	CK4	31,0*	0,3*
NWA 5733	CK4	33,7	0,1
NWA 5798	CK4	32,8	0,4
NWA 2519	CK4	31,3*	0,4*
Karoonda	CK4	32,8	2,1
Kobe	CK4	31,4*	0,8*
Maralinga	CK4	33,8	0,3
TNZ 057	CK4	32,0	0,5
NWA 765	CK4/5	31,1	0,2
PCA 82500	CK4/5	31,5	1,0
EET 90007	CK5	30,6	0,6
EET 87860	CK5/6	30,0**	0,3**
LEW 87009	CK6	31,9	0,8

Tableau III.4 : Pourcentages moyens de fayalite des olivines matricielles des CVs et des CKs étudiées, correspondant aux compositions chimiques moyennes listées dans le tableau III.3a–e. * Valeurs d'après la « Meteoritical Bulletin database » (<http://www.lpi.usra.edu/meteor>). ** (Ferrière, 2004).

A l'exception de NWA 2900 qui contient des olivines de composition $\text{Fa}_{35,0\pm0,8}$, les olivines des CVs analysées ont des teneurs en fayalite variant entre $61,6\pm6,6\%$ et $36,2\pm0,3\%$, respectivement pour NWA 5732 et NWA 723. Avec NWA 2900, les matrices des deux CV3 contenant des cristaux tabulaires d'olivine de 10 à 20 μm (NWA 779 et NWA 723) sont celles pour lesquelles les teneurs moyennes en fayalite sont les plus basses, respectivement $45,4\pm4,1\%$ et $36,2\pm0,3\%$.

La figure III.15 illustre l'évolution, pour les CVs et les CKs, de la distribution des teneurs en fayalite des olivines matricielles. On observe que les teneurs en fer des olivines dans les CKs sont plus homogènes que celles des CVs. Les CK3 montrent une diminution progressive de la teneur en fayalite de la matrice, depuis des valeurs proches de celles des CVs les plus métamorphiques (NWA 723 et NWA 779), jusqu'aux valeurs d'équilibre des CKs ($\sim\text{Fa}_{31,9\pm1,2}$). Hormis NWA 1559 (CK3) qui contient des olivines matricielles de composition $\text{Fa}_{36,1\pm0,1}$, nos résultats indiquent que dans les CKs, les olivines se rééquilibrent

chimiquement à une composition d'environ $Fa_{31,9\pm1,2}$ (Fig. III.15), valeurs se situant dans la gamme de composition mesurée dans les CKs (Fa_{29} – Fa_{33} ; Kallemeyn et al. (1991) et Noguchi (1993)).

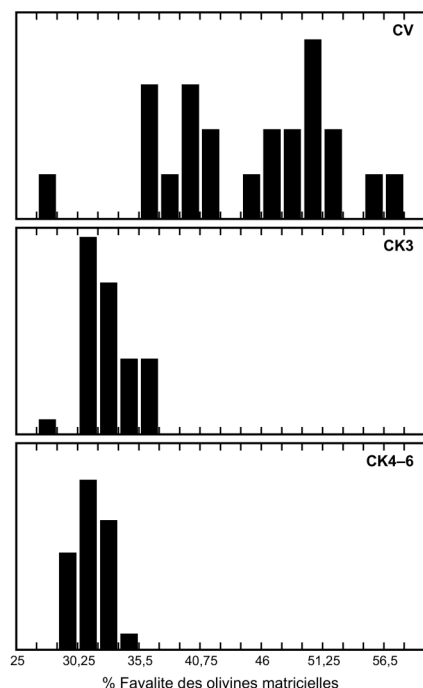


Figure III.15 : Distributions des teneurs en fayalite des olivines matricielles dans les CVs (à l'exception de NWA 2900), les CK3 et les CK4–6 analysées lors de ce travail.

Nos résultats indiquent qu'il existe une relation entre les teneurs en fayalite des matrices des CVs et des CKs et les tailles de grain calculées précédemment. Comme le montre la figure III.16, la diminution progressive de la teneur en fer des olivines des matrices des CV–CK est corrélée à l'augmentation de la taille des grains (Fig. III.16).

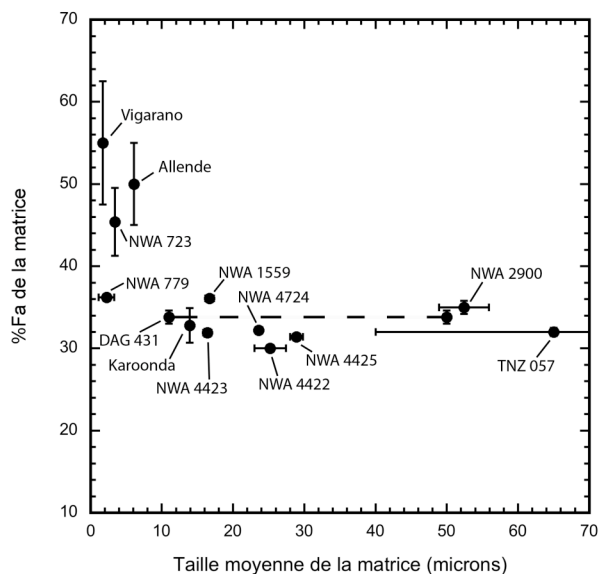


Figure III.16 : Diagramme montrant l'évolution de la teneur en fayalite des olivines matricielles en fonction de leurs tailles moyennes. La forte barre d'erreur sur la taille moyenne des grains de TNZ 057 (CK4) est due à la présence de grains d'olivine de tailles supérieures à $150\ \mu m$. La ligne en pointillé relie les deux modes de la distribution bimodale de la taille des grains mesurés dans DAG 431 (CK3-an).

III.I.4. Compositions des plagioclases

Certains plagioclases présents dans les matrices des CK3–5 sont chimiquement zonés, les cœurs étant calciques et les bordures sodiques (Fig. III.17). La CK la plus primitive, NWA 1559 (CK3), ne contient que très peu de plagioclases, qui de plus, ne sont jamais zonés. Tout comme les olivines, les plagioclases contiennent de nombreuses vésicules et inclusions.

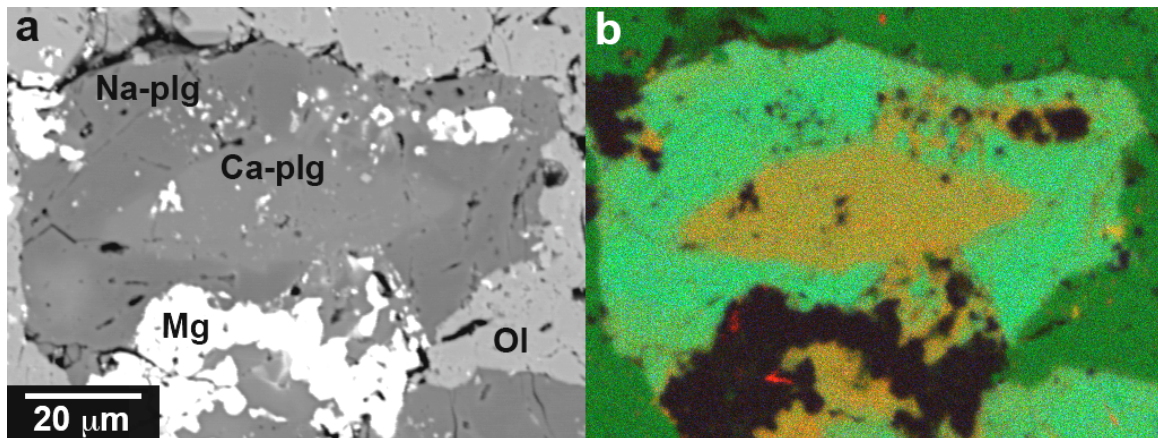


Figure III.17 : Image BSE (a) et cartographie chimique EDS en fausses couleurs (R=Ca, V=Si, B=Na) (b) d'un grain de plagioclase zoné dans la matrice de TNZ 057 (CK4).

Les compositions moyennes des plagioclases dans les matrices des CKs analysées sont données dans le tableau III.5a–c.

	NWA 1559 (CK3)		NWA 4724 (CK3.8)		NWA 4425 (CK3.8)		NWA 4423 (CK3.9)	
	N=6		N=5		N=4		N=9	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	8,60	1,04	7,67	0,58	6,92	3,22	7,18	2,42
K ₂ O	0,36	0,08	0,45	0,16	0,53	0,33	0,42	0,19
CaO	4,61	1,98	6,38	1,39	7,77	5,89	7,29	4,35
MgO	(0,01)	0,01	(0,13)	0,13	(0,01)	0,01	(0,08)	0,06
FeO	0,65	0,17	0,72	0,28	0,59	0,06	0,63	0,14
SiO ₂	62,92	2,68	60,49	1,82	58,65	7,50	59,43	5,54
Al ₂ O ₃	23,09	1,40	24,34	1,42	25,74	4,75	24,98	3,82
Total	100,25	0,54	100,22	0,75	100,21	0,44	100,01	0,53
<i>Rapport cationique Ca:Na:K</i>								
An	23,4	-	31,9	-	38,4	-	36,4	-
Ab	74,4	-	65,4	-	58,5	-	61,1	-
Or	2,2	-	2,7	-	3,1	-	2,5	-

Tableau III.5a : Compositions chimiques moyennes des plagioclases obtenues à la microsonde électronique dans les matrices des CK3 NWA 1559, NWA 4724, NWA 4425 et NWA 4423. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses.

	NWA 4422 (CK4)		NWA 5733 (CK4)		Karoonda (CK4)		Maralinga (CK4)		TNZ 057 (CK4)	
	N=9		N=6		N=6		N=5		N=11	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	4,91	2,08	6,07	2,14	7,05	1,75	4,87	2,61	6,81	3,28
K ₂ O	0,27	0,17	0,50	0,27	0,62	0,36	0,44	0,39	0,54	0,35
CaO	11,49	3,80	9,21	3,99	7,37	3,56	11,50	4,79	8,12	5,99
MgO	(0,01)	0,01	(0,02)	0,01	(0,05)	0,05	(0,01)	0,01	(0,02)	0,01
FeO	0,59	0,27	0,71	0,22	0,52	0,14	0,62	0,12	0,65	0,11
SiO ₂	53,99	4,72	57,17	5,23	59,26	4,46	54,24	6,31	58,35	7,44
Al ₂ O ₃	28,54	3,18	26,98	3,52	25,03	2,90	28,64	4,15	25,83	4,79
Total	99,85	0,41	100,68	0,37	99,92	0,19	100,35	0,32	100,32	0,29
<i>Rapport cationique Ca:Na:K</i>										
An	56,9	-	45,7	-	36,6	-	56,6	-	39,9	-
Ab	41,5	-	51,3	-	59,7	-	40,8	-	56,9	-
Or	1,6	-	3,0	-	3,7	-	2,6	-	3,2	-

Tableau III.5b : Compositions chimiques moyennes des plagioclases obtenues à la microsonde électronique dans les matrices des CK4 NWA 4422, NWA 5733, Karoonda, Maralinga et TNZ 057. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses.

	NWA 765 (CK4/5)		EET 90007 (CK5)		EET 87860 (CK5/6)		LEW 87009 (CK6)	
	N=8		N=6		N=6		N=6	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
Na ₂ O	4,59	1,12	6,00	1,34	5,74	2,96	3,93	1,86
K ₂ O	0,23	0,13	0,54	0,69	0,79	1,36	0,31	0,15
CaO	12,10	2,02	9,50	3,11	9,44	6,12	13,16	3,25
MgO	(0,01)	0,01	(0,15)	0,14	(0,02)	0,01	(0,02)	0,01
FeO	0,78	0,11	0,48	0,12	0,44	0,11	0,45	0,16
SiO ₂	53,52	2,73	56,76	3,68	56,48	7,67	52,12	4,17
Al ₂ O ₃	29,33	1,78	26,91	2,57	26,96	5,19	30,28	2,64
Total	100,60	0,25	100,34	0,30	99,90	0,31	100,28	0,38
<i>Rapport cationique Ca:Na:K</i>								
An	59,8	-	46,6	-	46,8	-	65,1	-
Ab	38,8	-	50,2	-	48,6	-	33,1	-
Or	1,4	-	3,2	-	4,6	-	1,8	-

Tableau III.5c : Compositions chimiques moyennes des plagioclases obtenues à la microsonde électronique dans les matrices de NWA 765 (CK4/5), EET 90007 (CK5), EET 87860 (CK5/6) et LEW 87009 (CK6). Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses.

Même si les types 5–6 ne contiennent pas de plagioclases zonés, la gamme de composition chimique mesurée est similaire à celle obtenue dans les types 3–4. Ainsi, les compositions varient entre An_{15,4} et An_{99,9} dans les CK3, An_{18,5} et An₁₀₀ dans les CK4, An_{18,6} et An_{73,6} dans les CK5 et entre An_{11,1} et An_{90,2} dans les CK6. Les plagioclases présents dans les matrices des CKs contiennent tous des quantités non négligeables de FeO, entre 0,44 wt% (EET 90007) et 0,78 wt% (NWA 765).

III.1.5. Les magnétites

Les matrices des CKs sont très riches en magnétites et ne contiennent pas de métal. Nous avons observé dans les CKs deux types de magnétite (Fig. III.18a). Le premier, et le plus abondant, est composé de grains d'aspect poussiéreux aux contours irréguliers. Ces magnétites sont souvent associées à du sulfure. Quelques nodules de magnétite poussiéreuse et de sulfure ont été observés dans plusieurs échantillons (Fig. III.19). Ces nodules peuvent mesurer jusqu'à 1 mm de diamètre. Le second type de magnétites est constitué de grains compacts ayant des contours bien délimités. Dans les CK4–6, ces grains de magnétite contiennent des exsolutions d'ilménite (Fig. III.18b) ; les magnétites compactes des CK3 et de PCA 82500 (CK4/5) n'en contenant pas (Fig. III.18a). De plus, il a été observé dans Karoonda (CK4) de nombreux grains de magnétite contenant des apatites riches en chlore.

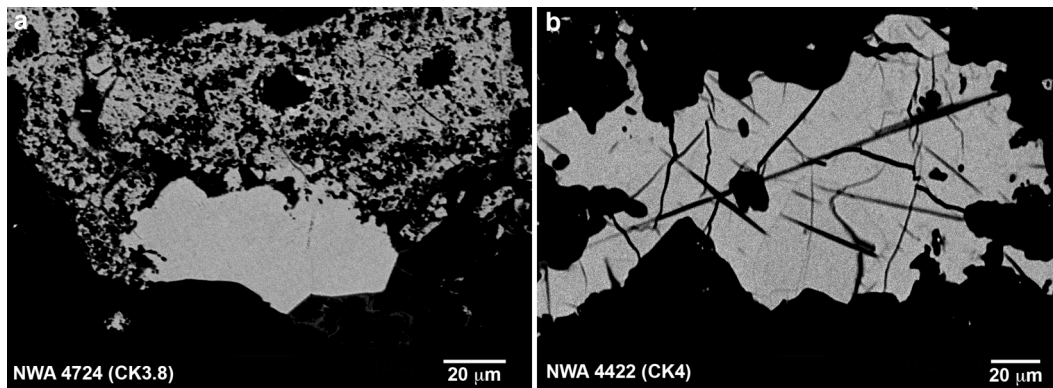


Figure III.18 : Images BSE (a) des deux types de magnétite dans NWA 4724 (CK3.8) (magnétite poussiéreuse et magnétite compacte) et (b) d'un grain de magnétite contenant des exsolutions d'ilménite dans NWA 4422 (CK4).

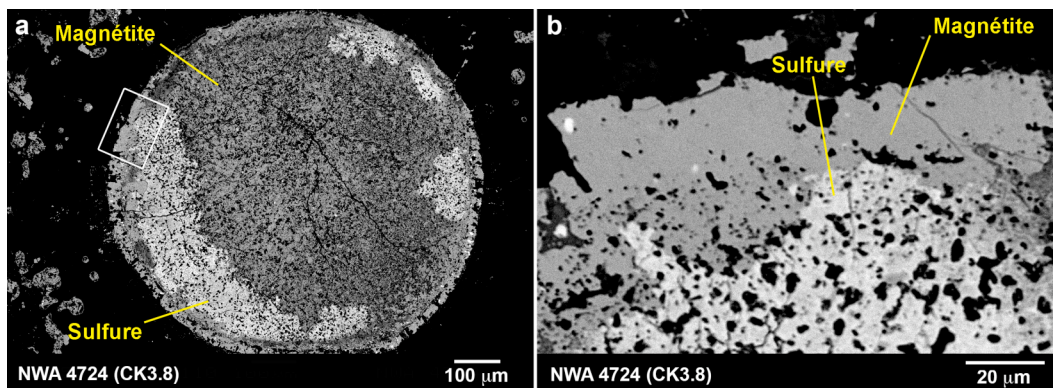


Figure III.19 : Image BSE (a) d'un nodule composé de magnétite et de sulfure dans NWA 4724 (CK3.8). (b) Zoom de la bordure du nodule (a) délimité par le rectangle blanc.

Aucune différence de composition n'a été relevée entre ces deux types de magnétites. Les compositions moyennes des magnétites analysées dans les matrices des CV-CK sont données dans le tableau III.6a–d.

	Kaba (CV3)		NWA 723 (CV3)		NWA 2900 (CV3)	
	N=4		N=4		N=6	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
MgO	0,71	1,18	(0,07)	0,04	0,67	0,13
Al ₂ O ₃	0,76	0,70	(0,02)	0,02	2,76	0,17
TiO ₂	(0,06)	0,01	(0,02)	0,03	0,73	0,09
Cr ₂ O ₃	0,20	0,23	0,10	0,06	2,92	0,61
FeO	29,85	1,28	26,53	0,30	30,48	0,92
Fe ₂ O ₃	62,48	4,54	59,03	0,79	58,42	2,11
MnO	(0,04)	0,02	(0,01)	0,01	(0,07)	0,03
NiO	1,05	1,00	(0,07)	0,07	0,35	0,17
SiO ₂	1,08	1,44	(0,05)	0,04	0,57	0,68
CaO	0,23	0,29	(0,08)	0,05	0,40	0,44
Total	95,16	3,48	85,84	0,88	96,41	1,49

Tableau III.6a : Compositions chimiques moyennes des magnétites obtenues à la microsonde électronique dans les matrices des CV3 Kaba, NWA 723 et NWA 2900. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses.

	DAG 431 (CK3-an)		NWA 4724 (CK3.8)		NWA 4425 (CK3.8)		NWA 4423 (CK3.9)		NWA 4422 (CK4)	
	N=5		N=6		N=7		N=6		N=12	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
MgO	0,73	0,20	0,49	0,12	0,95	0,13	0,50	0,10	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	2,66	0,13	2,51	0,22	3,38	0,24	2,61	0,23	0,58	0,48
TiO ₂	1,13	0,88	0,65	0,09	0,77	1,38	0,62	0,08	0,22	0,11
Cr ₂ O ₃	2,70	0,30	2,40	0,27	3,03	0,78	2,43	0,32	3,29	0,79
FeO	29,88	0,37	30,87	0,24	30,27	0,48	30,70	0,27	30,60	0,44
Fe ₂ O ₃	57,67	2,95	61,81	0,64	59,71	1,42	61,43	0,67	63,41	1,45
MnO	(0,09)	0,04	(0,05)	0,02	(0,09)	0,02	(0,06)	0,03	(0,03)	0,02
NiO	0,33	0,07	0,28	0,04	0,37	0,03	0,25	0,05	0,21	0,05
CoO	n.a.	-	n.a.	-	(0,01)	0,01	n.a.	-	(0,01)	0,02
SiO ₂	(0,11)	0,04	(0,05)	0,05	n.a.	-	(0,05)	0,04	n.a.	-
CaO	(0,07)	0,03	0,14	0,09	n.a.	-	0,14	0,07	n.a.	-
Total	95,20	2,50	99,06	0,26	98,60	1,78	98,60	0,68	98,49	0,93

Tableau III.6b : Compositions chimiques moyennes des magnétites obtenues à la microsonde électronique dans les matrices de DAG 431 (CK3-an), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4425 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9) et NWA 4422 (CK4). Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	NWA 5733 (CK4)		NWA 2519 (CK4)		Karoonda (CK4)		Maralinga (CK4)		TNZ 057 (CK4)	
	N=5		N=8		N=4		N=6		N=7	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
MgO	0,17	0,03	(0,11)	0,04	0,24	0,11	0,20	0,05	1,16	0,32
Al ₂ O ₃	1,74	0,26	0,61	0,36	1,71	0,97	1,82	0,49	3,50	0,22
TiO ₂	0,35	0,15	0,45	0,27	0,40	0,37	0,34	0,06	0,32	0,22
Cr ₂ O ₃	4,93	0,17	4,12	0,29	3,83	0,47	4,99	0,49	4,79	0,31
FeO	30,96	0,35	30,78	0,37	30,31	0,30	30,80	0,12	29,72	0,96
Fe ₂ O ₃	60,30	0,52	61,81	0,81	60,12	1,46	59,90	1,19	59,98	0,44
MnO	(0,01)	0,02	(0,03)	0,01	(0,04)	0,02	(0,05)	0,01	0,13	0,01
NiO	0,41	0,05	0,28	0,11	0,24	0,04	0,31	0,08	0,36	0,05
CoO	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
SiO ₂	(0,03)	0,03	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
CaO	(0,08)	0,07	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
Total	98,88	0,62	98,18	0,46	96,89	0,27	98,40	0,30	99,95	0,90

Tableau III.6c : Compositions chimiques moyennes des magnétites obtenues à la microsonde électronique dans les matrices des CK4 NWA 5733, NWA 2519, Karoonda, Maralinga et TNZ 057. Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

	NWA 765 (CK4/5)		PCA 82500 (CK4/5)		EET 90007 (CK5)		EET 87860 (CK5/6)		LEW 87009 (CK6)	
	N=5		N=5		N=6		N=5		N=6	
wt%	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ	Moyenne	1σ
MgO	0,14	0,03	0,92	0,06	0,14	0,05	0,13	0,04	0,17	0,07
Al ₂ O ₃	0,91	0,51	3,31	0,23	0,85	0,53	0,96	0,63	1,24	0,85
TiO ₂	0,30	0,08	0,68	0,10	0,31	0,12	0,18	0,06	0,46	0,38
Cr ₂ O ₃	3,67	0,11	2,76	0,31	3,83	0,13	3,65	0,17	4,33	0,93
FeO	29,81	0,19	30,21	0,20	30,28	0,13	30,50	0,21	30,57	0,40
Fe ₂ O ₃	60,37	0,81	59,70	0,32	61,38	0,73	62,25	0,66	60,40	2,32
MnO	(0,02)	0,01	(0,08)	0,03	(0,04)	0,01	(0,03)	0,03	(0,05)	0,02
NiO	0,21	0,02	0,36	0,02	0,24	0,07	0,23	0,04	0,27	0,05
SiO ₂	n.a.	-	0,14	0,18	n.a.	-	(0,03)	0,01	n.a.	-
CaO	n.a.	-	(0,09)	0,05	n.a.	-	0,96	0,63	n.a.	-
Total	95,43	0,42	98,03	0,19	97,07	0,34	97,93	0,46	97,48	0,45

Tableau III.6d : Compositions chimiques moyennes des magnétites obtenues à la microsonde électronique dans les matrices des CK4/5 NWA 765 et PCA 82500, de EET 90007 (CK5), EET 87860 (CK5/6) et LEW 87009 (CK6). Les valeurs inférieures à la limite de détection de l'élément sont données entre parenthèses. n.a. : non analysé.

Les teneurs en TiO₂ des magnétites varient en fonction de la présence ou non d'exsolutions d'ilménite. En effet, les concentrations en TiO₂ mesurées varient entre 0,62 et 1,38 wt% dans les CK3 (magnétites sans exsolutions) et entre 0,18 et 0,68 wt% dans les CK4–6 (magnétites avec exsolutions) (Tab. III.6b–d).

Les concentrations moyennes en NiO des magnétites mesurées lors de ce travail n'indiquent pas de différences claires entre les divers types pétrologiques des CKs et ne sont pas corrélées à la teneur en NiO des olivines matricielles (Tab III.6b–d, Fig. III.20).

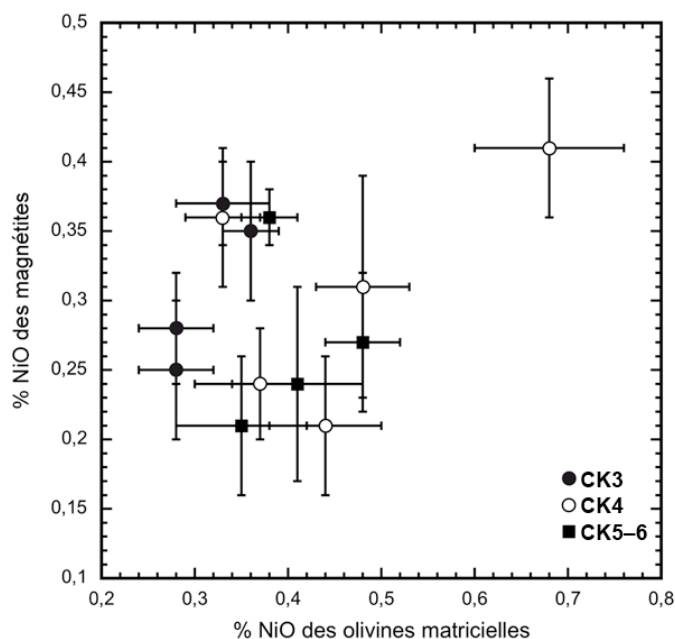


Figure III.20 : Diagramme %NiO des magnétites matricielles vs. %NiO des olivines matricielles des CKs analysées.

Nos analyses montrent par ailleurs que dans les CKs, les teneurs moyennes en Cr_2O_3 des magnétites semblent être corrélées au degré du métamorphisme (Fig. III.21).

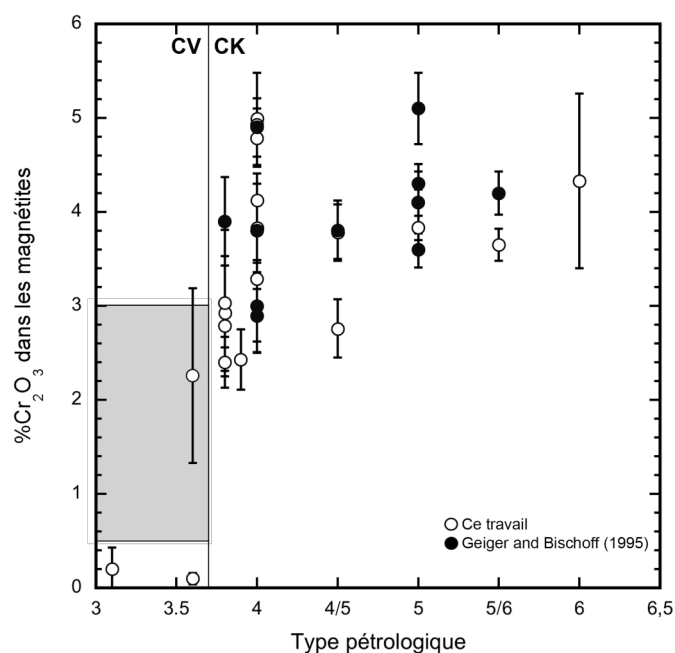


Figure III.21 : Variations des teneurs en Cr_2O_3 des magnétites en fonction de l'augmentation du type pétrologique des CVs et des CKs. Valeur utilisée pour Allende : $2,26 \pm 0,93$ (Greenwood et al., 2010a). La case grisée correspond aux champ défini par les teneurs en Cr_2O_3 des magnétites dans les CVs (Haggerty and McMahon, 1979; Rubin, 1991b; Murakami and Ikeda, 1994; Simon et al., 1995). Les types pétrologiques utilisées pour Kaba (3.1) et Allende (3.6) sont ceux définis par Bonal et al. (2006). NWA 723 est considérée dans cette figure comme étant de type 3.6, et NWA 2900 de type 3.8.

III.1.6. Les sulfures

Nous avons observé dans les CKs plusieurs phases sulfurées : pentlandite ($(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$), MSS ($(\text{Fe}, \text{Ni})_{1-x}\text{S}$), pyrrhotite (Fe_{1-x}S) et pyrite (FeS_2). Ces sulfures ont été différenciés entre eux en se basant sur la stoechiométrie des analyses chimiques mesurées à la microsonde électronique. En accord avec les travaux de Geiger and Bischoff (1995), l'assemblage de sulfure le plus courant dans les CKs est pentlandite-MSS/pyrrhotite-pyrite (Fig. III.22).

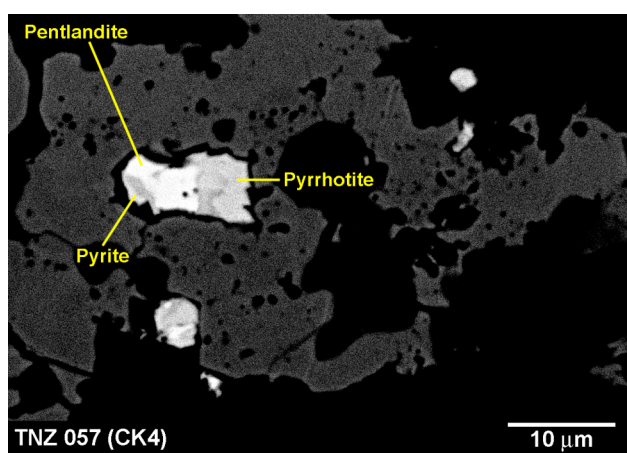


Figure III.22 : Image BSE, dans TNZ 057, d'un assemblage de sulfure composé de pentlandite, de pyrrhotite et de pyrite, inclus dans de la magnétite.

Des analyses chimiques représentatives des sulfures présents dans les CKs sont données dans le tableau III.7. Notons ici que chimiquement, il est impossible de faire la distinction entre une pyrrhotite riche en Ni et un MSS riche en Fe. Par exemple, comme l'indique le rapport $(\sum \text{cations})/\text{S}$, le sulfure caractérisé dans le tableau III.7 comme étant de la pyrrhotite pourrait aussi être un MSS riche en Fe.

La quantité de sulfure présente dans les CKs semble être la même quelque soit le type pétrologique. Cependant, leur taille moyenne augmente depuis les types 3 (quelques microns voire dizaine de microns) jusqu'aux types 6 (grains de tailles régulièrement supérieures à 100 microns). L'augmentation de la taille des sulfures est accompagnée par la disparition progressive des grains de MSS et l'apparition de pyrite. En effet, les MSS n'ont été observés que dans les types ≤ 4 alors que la pyrite n'apparaît que dans les types ≥ 4 . Nous avons également observé que plus le type pétrologique était important, et plus l'assemblage de sulfure était dominé par la pentlandite. Quant à la pyrrhotite, elle semble être présente dans tous les types pétrologiques.

wt%	NWA 4422 pentlandite	Maralinga pentlandite	Karoonda pentlandite	TNZ 057 pentlandite	NWA 4422 MSS	TNZ 057 pyrrhotite	Maralinga pyrite
Mg	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,18	0,01	0,01	0,00
Ti	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03
Cr	0,24	0,28	0,01	0,45	0,08	0,33	0,27
Fe	25,80	25,13	27,16	34,46	30,88	53,57	45,14
Mn	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
S	33,46	32,62	33,08	33,01	39,25	38,63	53,01
Ni	41,32	41,05	38,03	31,34	29,18	5,16	0,52
Co	0,32	0,05	0,70	0,66	0,69	0,20	1,40
Total	101,21	99,16	98,99	100,21	100,11	97,95	100,38
<i>Nombre d'atome</i>							
Mg	0,010	0,000	0,002	0,010	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,051	0,002	0,000	0,000
Ti	0,002	0,004	0,000	0,010	0,000	0,001	0,001
Cr	0,036	0,042	0,001	0,066	0,011	0,006	0,006
Fe	3,535	3,520	3,795	4,747	4,108	0,848	0,970
Mn	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
S	7,986	7,958	8,053	7,921	9,096	1,065	1,984
Ni	5,386	5,469	5,055	4,107	3,693	0,078	0,011
Co	0,042	0,007	0,093	0,087	0,087	0,003	0,028
(Σ cations)/S	1,129	1,136	1,111	1,146	0,869	0,878	0,512

Tableau III.7 : Analyses quantitatives représentatives des différents sulfures observés dans les CKs. Formules structurales calculées sur la base de 17 atomes pour la pentlandite et le MSS, de 2 atomes pour la pyrrhotite et de 3 atomes pour la pyrite.

Les sulfures ne sont pas disposés de façon homogène à l'intérieur des échantillons. En effet, certaines zones sont plus concentrées en sulfures que d'autres. La taille de ces hétérogénéités est de l'ordre de la centaine de microns. Comme le montre une cartographie en fluorescence X du soufre réalisée sur TNZ 057, il existe également dans cette météorite des hétérogénéités centimétriques de l'abondance de sulfures (Fig. III.23).

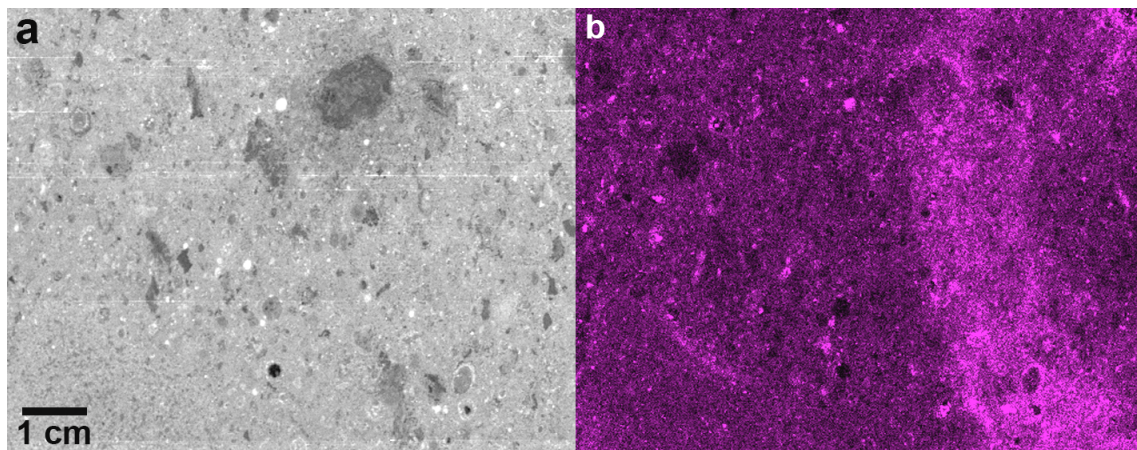


Figure III.23 : Images BSE (a) et cartographie en fluorescence X du soufre (b) d'une partie d'une tranche polie de TNZ 057 (CK4).

La plupart des CKs contiennent des cristaux de 2 à 3 μm de sulfures de PGE (Platinum Group Element). Comme l'ont décrit Geiger and Bischoff (1995), le sulfure de PGE le plus abondant est $(\text{Os,Ru,Ir})\text{S}_2$, solution solide entre la laurite (RuS_2) et l'ehrllichmanite (OsS_2) avec des quantités variables d'iridium. La laurite et l'ehrllichmanite sont deux phases isostructurales à la pyrite (= appartiennent au même groupe que la pyrite). Ces sulfures de PGE sont souvent associés à des magnétites compactes et non poussiéreuses.

III.I.7. Caractérisation de la matière carbonée

Lors de ce travail, nous avons fait l'acquisition de plusieurs spectres Raman de la MC présente dans la matrice d'Allende (CV3), de NWA 779 (CV3), de NWA 2900 (CV3), de NWA 1559 (CK3) et de TNZ 057 (CK4) (Fig. III.24). Tous les spectres bruts obtenus dans les CKs montrent une forte fluorescence. De plus, l'intensité du bruit de fond des spectres est faible pour Allende et NWA 779, augmente pour NWA 2900 et NWA 1559 et devient très importante dans le cas de TNZ 057. Les paramètres spectraux obtenus après décomposition des spectres sont résumés dans le tableau III.8.

Les CKs contiennent moins de carbone que les CVs (Jarosewich, 1990), ce que confirment les cartographies Raman réalisée sur Allende, NWA 779 et NWA 1559 (Fig. III.25A). Cela explique que, tout en ayant eu de grandes difficultés à obtenir des spectres Raman de bonne qualité, la MC de seulement deux CKs (NWA 1559 et TNZ 057) a pu être caractérisée. Pour les autres CKs analysées (NWA 4425, NWA 4724, NWA 4770 et NWA 4422), nous n'avons obtenu aucun spectre Raman de MC, que ce soit sur des sections polies ou des échantillons bruts sans préparation initiale.

Tous les spectres possèdent les deux bandes principales du premier ordre (bande D et G). Pour Allende et NWA 779, l'intensité de la bande D est supérieure à celle de la bande G alors que $I_D/I_G < 1$ pour NWA 2900, NWA 1559 et TNZ 057. Malgré une diminution de la teneur en carbone entre Allende, NWA 779 et NWA 1559, celui-ci est désordonné dans Allende et est de plus en plus ordonné dans NWA 779 puis dans NWA 1559 (Fig. III.25B).

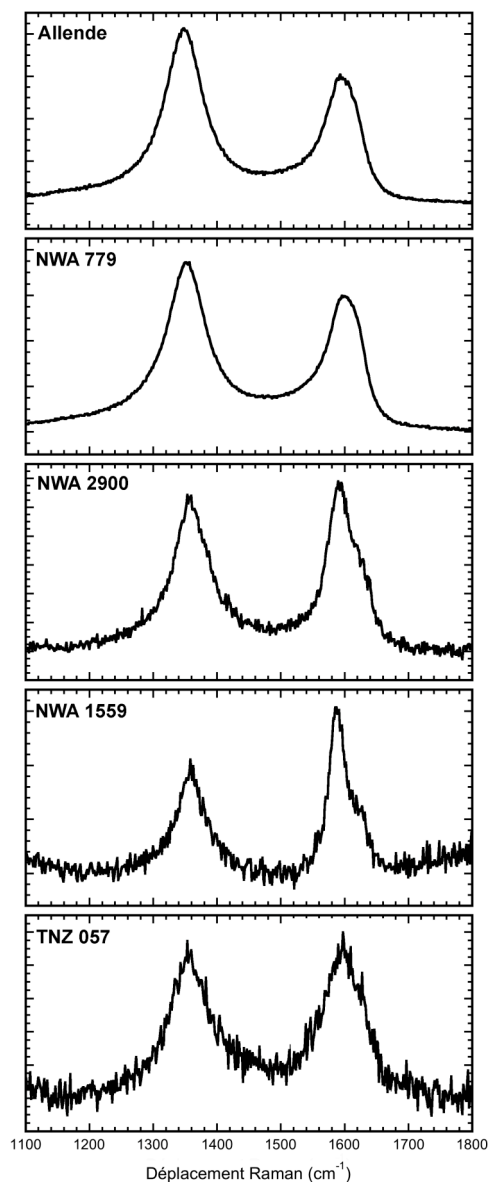


Figure III.24 : Exemples de spectres Raman, après décomposition, de la matière carbonée dans Allende (CV3), NWA 779 (CV3), NWA 2900 (CV3), NWA 1559 (CK3) et TNZ 057 (CK4). Spectres obtenus avec le microspectromètre Raman Renishaw InVia.

	Allende (CV3)		NWA 779 (CV3)		NWA 2900 (CV3)		NWA 1559 (CK3)		TNZ 057 (CK4)	
	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ
ω_D	1350	2	1353	1	1358	4	1359	1	1357	0
FWHM_D	70	3	67	16	70	13	33	15	71	18
I_D	10686	4053	6536	5072	614	283	1101	533	515	413
A_D	1124549	421157	726756	613724	65570	36240	61251	52195	59168	55984
ω_G	1605	2	1607	9	1597	5	1592	7	1608	12
FWHM_G	64	3	72	27	55	4	37	17	71	5
I_G	7804	2957	5150	4060	721	329	1958	1002	535	391
A_G	852068	281614	694688	595665	64614	27243	336764	6904	79935	16435
I_D/I_G	1,37	0,05	1,25	0,08	0,86	0,11	0,57	0,02	0,93	0,10

Tableau III.8 : Paramètres Raman obtenus après l'ajustement de la bande D des spectres par une fonction Lorentzienne et de la bande G par une fonction Breit-Wigner-Fano. Ces données proviennent de l'analyse des spectres Raman obtenus avec le microspectromètre Raman Renishaw InVia.

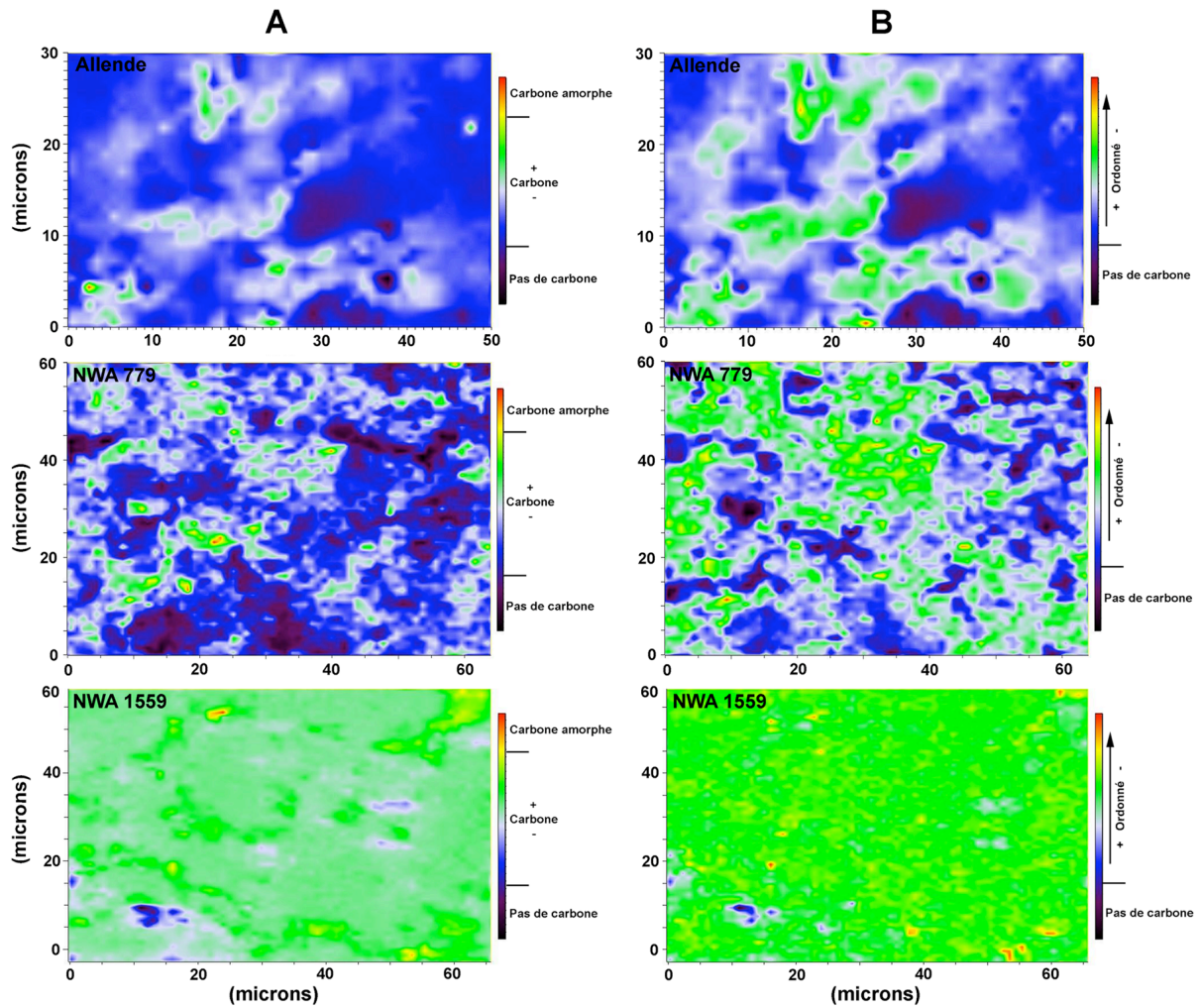


Figure III.25 : Cartographies Raman d'une zone de $1500 \mu\text{m}^2$ d'Allende (CV3), de $3900 \mu\text{m}^2$ de NWA 779 (CV3) et de $4250 \mu\text{m}^2$ de NWA 1559 (CK3). (A) Présence ou non de carbone, déterminée par l'intensité des bandes D et G par rapport à la ligne de base (entre 1100 et 1800 cm^{-1}). (B) Variation de l'intensité de la bande D (entre 1150 et 1500 cm^{-1}). La partie homogène de couleur verte pour NWA 1559 dans (A) et (B) correspond à des spectres de très faible intensité et avec un fort bruit de fond ; les zones jaunes et rouges correspondent aux régions contenant du carbone qui a pu être caractérisé par spectroscopie Raman. Ces cartographies Raman ont été obtenues avec le microspectromètre Raman Renishaw InVia.

Pour la gamme de maturité de la MC présente dans les CVs, les paramètres spectraux les plus sensibles à l'organisation de la matière carbonée sont la largeur à mi-hauteur de la bande D (FWHM-D) et le rapport des intensités des bandes D et G (I_D/I_G) (Quirico et al., 2005). Cependant, le polissage peut augmenter l'intensité de la bande D et par conséquent le rapport I_D/I_G (Ammar and Rouzaud, 2011). Même si nous avons utilisé pour NWA 2900 et TNZ 057 des surfaces polies, cet effet dû au polissage ne doit pas affecter nos résultats. En effet, seule la MC très ordonnée (graphitisée) est vraiment sensible au polissage, alors que des

spectres Raman de MC désordonnée ne seront que peu ou pas modifiés (Ammar and Rouzaud, 2011).

Même si nos résultats n'indiquent pas de diminution claire de la largeur à mi-hauteur de la bande D (Tab. III.8), synonyme d'une augmentation de la graphitisation de la MC, le paramètre FWHM-D semble corrélé à une diminution du rapport I_D/I_G pour les CKs et les CVs plus métamorphiques qu'Allende (sur la base de la teneur en fayalite et de la texture de la matrice) (Fig. III.26). En se basant sur l'évolution des paramètres FWHM-D et I_D/I_G , nous pouvons classer, par ordre croissant du degré de maturation de la MC, les différentes CVs et CKs analysées : Allende < NWA 779 < TNZ 057 \approx NWA 2900 < NWA 1559.

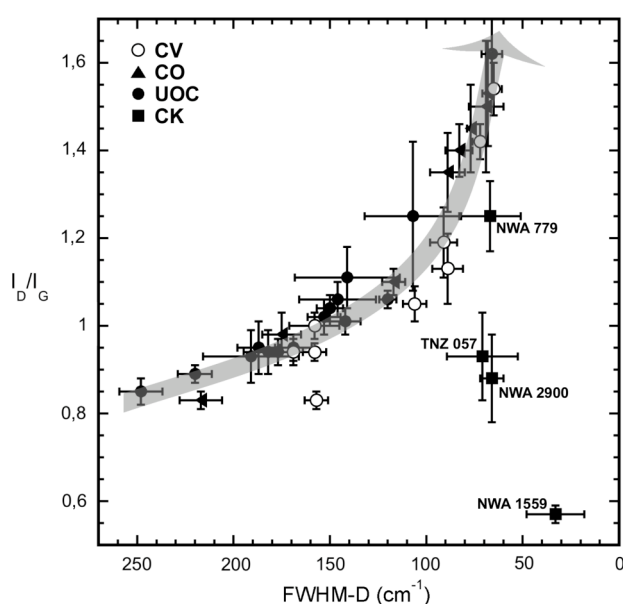


Figure III.26 : Diagramme I_D/I_G en fonction de largeur à mi-hauteur de la bande D (FWHM-D) montrant l'évolution métamorphique de trois séries métamorphique de chondrites primitives (CV, CO et chondrites ordinaires non équilibrées (UOC), d'après Bonal et al. (2006) et Bonal et al. (2007)) et où sont également reportées les CVs et CKs analysées durant ce travail. La flèche indique un degré de métamorphisme croissant. Nos données ont été obtenues à partir des spectres Raman acquis avec le microspectromètre Raman Renishaw InVia.

III.I.8. Discussion

III.I.8.1. Représentativité des abondances modales de matrices

Comme nous venons de le voir, il existe pour Allende, Kaba, et Bali des différences entre nos résultats et les valeurs disponibles dans la littérature. Les types de supports observés

ainsi que la technique de reconnaissance utilisée durant ce travail peuvent en partie expliquer ces différences. Malgré cela, et en dépit du fait que les surfaces examinées pour Kaba (0,75 cm²) et Bali (1,83 cm²) ne sont peut-être pas représentatives de totalité de la météorite, nos valeurs restent proches de l'abondance moyenne de matrice des CVs (40%). La surface examinée pour NWA 779 étant de 12,15 cm², l'abondance de matrice calculée (49,5%) peut être considérée comme représentative de la roche totale. Quant à l'abondance de matrice calculée pour NWA 2900 (68,4±3,0%), elle est plus proche de la moyenne communément admise pour les CKs (75%) que de la valeur moyenne des CVs.

Maralinga et NW 5733 sont les deux CKs pour lesquelles les abondances de matrice mesurées (respectivement 49,0% et 53,8%) sont plus proches de la valeur moyenne des CVs que de celle des CKs. A l'exception de ces deux météorites, l'abondance de matrice dans les CKs augmente globalement avec le type pétrologique, les CK3 ayant une quantité de matrice s'approchant de la moyenne des CVs. Les limites des chondres et des CAIs s'estompant avec l'augmentation du métamorphisme lors de la recristallisation de la matrice (voir suite de ce chapitre), il est donc normal que les CK3 contiennent moins de matrice que les types pétrologiques supérieurs (CK4–6). De plus, nous pouvons noter ici que l'abondance de matrice calculée pour LEW 87009 (100%) n'est pas représentative de l'échantillon car les chondres et les CAIs qui ont pu être présents avant le métamorphisme ne sont plus discernables. Les abondances de matrice calculées au cours de ce travail sont donc quelque peu surestimées, du moins dans les types ≥ 4 .

Au regard de nos résultats, la valeur moyenne d'abondance de matrice dans les CKs communément admise dans la littérature (75%) doit donc être utilisée avec précaution. En effet, cette valeur de 75% semble n'être représentative que des types ≥ 4 . Cela peut s'expliquer par le fait que cette valeur a été obtenue sur la base de mesures d'abondances modales réalisées sur des CK4–6, les données sur les CK3 étant peu nombreuses dans la littérature (Rubin et al., 1988b; Zipfel et al., 2000; Neff and Richter, 2006; Choe et al., 2010; Rubin, 2011). L'existence d'un continuum entre les abondances modales de matrice dans ces deux groupes de CCs signifie que la quantité de matrice ne doit pas être utilisé comme critère permettant de distinguer les CVs des CKs.

III.I.8.2. Evolution chimique et texturale des matrices des CKs

Dans un premier temps, il est nécessaire de discuter de l'incertitude sur la mesure des tailles de grains réalisées lors de ce travail. L'observation en microscopie optique ne permettant pas d'identifier correctement la plupart des contours des grains d'olivine de la matrice, tous nos résultats ont été obtenus à partir d'images BSE. La principale difficulté de ce travail d'identification visuelle en BSE a donc été de ne pas confondre certains artefacts causés par le polissage avec de réels contours de grains. La mesure de la taille des grains à partir d'images EBSD en contraste d'orientation nous aurait permis de nous affranchir de ce problème. Le MEB présent au LMV n'ayant pas de système d'analyse EBSD, il ne nous a pas été possible d'utiliser cette technique. Pour valider définitivement notre méthode d'analyse sur images BSE, il pourrait être envisagé d'effectuer des mesures de tailles de grains à partir de petites surfaces imagées en EBSD d'échantillons de CK déjà observés en BSE, et ensuite de comparer nos données avec les résultats ainsi obtenus.

La diminution du nombre de grains, associée à l'augmentation de la taille moyenne des olivines et des feldspaths depuis les CK3 jusqu'aux CK6, est la conséquence de la maturation texturale des CKs en réponse à l'augmentation du métamorphisme. De plus, la recristallisation partielle observée dans DAG 431 indique que les grains d'olivine, avant le début de l'épisode métamorphique, devaient avoir une taille inférieure à $\sim 10\ \mu\text{m}$, soit une taille proche de celle des olivines matricielles des CVs. A cette augmentation de la taille de grains au cours du métamorphisme, s'ajoute le rééquilibrage chimique de la matrice (causé par la diffusion du fer depuis la matrice vers les chondres ; voir suite de ce chapitre). Ainsi les olivines des CKs se rééquilibrent à $\sim \text{Fa}_{32}$. En se basant sur la texture et la teneur en fayalite des olivines de la matrice de NWA 2900 ($\sim \text{Fa}_{35}$), nous pouvons affirmer que cette météorite devrait être classifiée comme CK et non comme CV. Pour les autres CVs analysées, les variations de la taille des grains et de la teneur en fer des olivines matricielles montrent une évolution depuis des valeurs typiques de CVs (taille des olivines $< 5\ \mu\text{m}$ et composition moyenne $> \text{Fa}_{50}$) jusqu'à des valeurs proches des CKs les moins métamorphiques (Fig. III.16). Ce résultat signifie que les tailles de grains et les teneurs en fayalite des olivines matricielles des CKs pourraient être la conséquence du rééquilibrage chimique et textural de

matrices de type CV. L'étude de la matrice d'autres CK3 pourrait permettre de compléter dans la figure III.16 la partie intermédiaire aux champs des CVs et des CKs et ainsi confirmer définitivement l'existence de la relation CV-CK en terme de texture et de composition chimique des olivines matricielles.

A l'exception de Bali et de NWA 2900, les olivines matricielles des CVs contiennent moins de 0,1 wt% de NiO (Tab.III.3a,b) (Weinbruch et al., 1990; Choi et al., 1997; Kimura and Ikeda, 1998). Par contre, les olivines des matrices des CKs sont caractérisées par de fortes teneurs en NiO (Tab. III.3c–e) (Kallemeyn et al., 1991). Ces concentrations élevées sont interprétées comme le résultat, durant le métamorphisme, de la diffusion du Ni depuis les magnétites vers l'olivine (Geiger and Bischoff, 1995). Des expérimentations de recuit d'Allende montrent que le Ni initialement présent dans le métal peut être incorporé dans l'olivine lors de l'augmentation de la fugacité d'oxygène, la magnétite remplaçant alors le métal (Wulf et al., 1995). Les teneurs en NiO élevées dans les CKs pourraient donc être la conséquence du métamorphisme d'un précurseur de type CV dans des conditions oxydantes de l'ordre du tampon NNO. Ce résultat est en accord avec les observations de Geiger and Bischoff (1995), Neff and Righter (2006) et Righter and Neff (2007) et l'absence de métal dans les CK4–6. Quant aux fortes teneurs en NiO mesurées dans les olivines matricielles de Bali ($0,43 \pm 0,40$ wt%), elles pourraient indiquer que l'épisode d'altération aqueuse subi par cette CV (e.g., Keller et al., 1994) a été précédé par un événement métamorphique.

La présence de plagioclases zonés (cœurs calciques et bordures sodiques) est une des caractéristiques principales des matrices des CKs. Kallemeyn et al. (1991), Rubin (1992) et Tomeoka et al. (2005) ont suggéré que ces hétérogénéités de composition des plagioclases pouvaient refléter un fractionnement chimique causé par la cristallisation d'un liquide produit par un épisode de fusion par choc, comme c'est le cas pour les feldspaths des brèches de chondrites ordinaires (e.g., Bischoff et al., 1983). Les compositions chimiques des feldspaths dans les chondrites ordinaires, variant entre l'oligoclase (An_{10} – An_{30}) et l'orthose, sont dans ce cas expliquées par une séquence de cristallisation débutant par la formation de feldspaths de compositions plagioclasiques (calciques puis sodiques), suivit de la cristallisation au cotectique de plagioclase sodique et de feldspath potassique. Les zonations chimiques observées dans des plagioclases de CKs par Keller (1993) et Noguchi (1993) sont inverses (cœurs sodiques et bordures calciques) à celles décrites dans nos échantillons de CK (cœurs calciques et bordures potassiques). Au regard de la séquence de cristallisation décrite ci-

dessus et de ces observations de zonations inverses des plagioclases, Noguchi (1993) proposa que les bordures se seraient formées lors du métamorphisme thermique alors que les cœurs ne seraient que des condensats formés dans la nébuleuse solaire puis recristallisés durant métamorphisme. Le type de zonation observé durant ce travail ainsi que l'augmentation de la taille des plagioclases depuis les types 3 jusqu'aux types 6 exclu ce mode de formation. Par ailleurs, aucune observation ne permet de confirmer un mode de formation des plagioclase similaire à celui proposé pour les chondrites ordinaires par Kallemeyn et al. (1991), Rubin (1992) et Tomeoka et al. (2005). Toutefois, la texture des plagioclases (présence de nombreuses inclusions de magnétite) laisse néanmoins penser qu'ils ont pu être formés durant le même épisode thermique que celui à l'origine des olivines matricielles.

III.I.8.3. Origine des textures des olivines matricielles des CKs

Tout d'abord, la diminution du nombre et l'augmentation de la taille des vésicules depuis les types 3 jusqu'aux types 6 confirme que la vésicularité observée dans les CKs est bien due à la présence réelle de vacuoles et autres bulles et qu'elle n'est pas la conséquence d'arrachements survenus lors du polissage.

Dans toutes les CKs observées, la plus grande concentration de vésicules et de d'inclusions d'oxydes et de sulfures a été observée dans les parties les plus sombres des matrices. Comme l'ont décrit Rubin (1991a, 1992) et Tomeoka et al. (2001, 2005), le « silicate darkening » dans les matrices des CKs est causé par la dispersion de vésicules et d'inclusions de minéraux opaques dans les olivines.

Leroux et al. (2003) ont montré que la formation d'inclusions nano et micrométriques de métal peut être causée par la réduction *in situ* d'olivine, inclusions pouvant par la suite être oxydées pour former de la magnétite. Les inclusions produites par Leroux et al. (2003) sont systématiquement associées à des poches de silice, ce qui n'a pas été observé dans nos échantillons notamment lors de l'observation des olivines matricielles de TNZ 057 au MET. Pour les CKs, un mode de formation des inclusions (de métal puis de magnétite après oxydation) par réduction d'olivine est donc à exclure.

Comme l'ont observé Ohnishi et al. (2007) dans Kobe, les olivines vésiculées dans TNZ 057 contiennent des nano-inclusions, alors que les olivines non vésiculées n'en

contiennent pas. Cela semble suggérer que les vésicules et les nano-inclusions ont été formées simultanément et que la présence d'olivines vésiculées et non-vésiculées pourrait être la conséquence de deux processus de formation distincts. Or, les grains d'olivine ne contenant ni vésicules ni nano-inclusions contiennent tout de même une forte concentration d'inclusions micrométriques. Cela semble donc indiquer que la nano et micro-texture des olivines matricielles sont deux conséquences d'un seul et même processus thermique secondaire qui a affecté de façon homogène l'ensemble de la matrice.

En se basant sur l'étude du « silicate darkening » dans Kobe et Karoonda, Tomeoka et al. (2001), Nakamuta et al. (2006) et Ohnishi et al. (2007) ont suggéré que les olivines vésiculées se seraient formées par cristallisation d'un liquide produit lors d'un épisode de choc, et ce à partir de la fusion de grains fins d'olivine initialement non-vésiculée. Les conditions de cet épisode de choc ont été estimées à moyenne pression (< 25 GPa) et haute température (> 600°C) (Tomeoka et al., 2001). Une matrice à grains fins, chauffée de façon hétérogène lors d'un épisode de choc corps-parent pourrait atteindre par endroits 1600°C (environ le point de fusion d'une olivine de composition Fa_{30}) (Tomeoka et al., 2001). Une recristallisation *in situ* de l'olivine pourrait ainsi être à l'origine de l'association d'olivines vésiculées et non-vésiculées. Les vésicules proviendraient des volatils initialement présents dans la matrice puis dans le liquide, alors que les inclusions seraient le résultat de gouttelettes fondues de magnétite et de sulfure piégées dans les olivines.

Ce mode de formation d'olivines vésiculées et d'inclusions par fusion partielle induite par un épisode de choc semble difficilement réalisable si l'on considère un matériau initial homogène en terme de texture et de composition chimique. L'observation de variations d'orientations cristallographiques dans quelques olivines matricielles de TNZ 057 suggère qu'un épisode de choc a effectivement dû affecter cette météorite. Malgré tout, une origine du « silicate darkening » par choc ne peut pas, à lui seul, expliquer certaines observations, par exemple la présence de plagioclases riches en inclusions et vésicules. De plus, le « silicate darkening » est localisé au niveau de la matrice, les olivines des chondres étant non vésiculées. Or, les olivines des chondres, au moins celles des chondres de type II, devraient avoir la même texture que les olivines matricielles si l'on considère que ces dernières ont été produites par un épisode de choc corps-parent. Un processus thermique corps-parent alternatif au choc semble donc nécessaire afin d'expliquer l'ensemble des observations texturales décrites dans les matrices des CKs.

III.I.8.4. Formation des magnétites

Nous avons observé dans les CK4–6 la présence d'exsolutions d'ilménite dans les magnétites, celles-ci étant moins riches en TiO_2 que les magnétites présentes dans les CK3 (magnétites ne contenant pas d'exsolutions d'ilménite). La solubilité de l'ilménite dans la magnétite étant faible (e.g., Buddington and Lindsley, 1964), nous proposons donc, tout comme Geiger and Bischoff (1995) et Greenwood et al. (2010a), une formation des exsolutions d'ilménite lors du refroidissement, après l'épisode de métamorphisme thermique et sous des conditions oxydantes. Par conséquent, la teneur en TiO_2 des magnétites, combinée à la largeur des exsolutions d'ilménite, pourrait être utilisée comme un indice métamorphique.

Si l'on considère une série continue CV-CK formée par métamorphisme thermique en conditions oxydantes, la teneur en NiO des olivines matricielles devrait augmenter depuis les CVs jusqu'aux CKs, ce que montrent nos analyses (Tab. III.3). De plus, si l'on suppose un mode de formation des magnétites par oxydation du métal, la teneur en NiO des magnétites devrait donc diminuer depuis les CVs jusqu'aux CKs. Cependant, les concentrations moyennes en NiO des magnétites obtenues lors de ce travail n'indiquent pas de différence claire entre les divers types pétrologiques de CKs (Tab III.6, Fig. III.20).

L'étude des variations de la concentration en NiO des magnétites dans les CVs et les CKs réalisée par Dunn (2011) montrent que les teneurs en NiO des magnétites diminuent depuis les CK3 vers les CK6, et que les magnétites des CVs contiennent moins de NiO que celles contenues dans les CKs. La conclusion de Dunn (2011) est que les CVs et les CKs pourraient difficilement correspondre à une unique série métamorphique continue et donc par conséquent ne pas dériver du même corps parent. Ces résultats et ces conclusions sont toutefois discutables car (i) seulement 4 CKs (dont une seule CK3) ont été analysées et (ii) les valeurs utilisées de la concentration en NiO dans les CVs ont été obtenues pour des magnétites situées dans des chondres et non pas dans la matrice. Les CVs étant beaucoup moins oxydées que les CKs, les magnétites y sont plus rares et plus petites donc difficilement analysables quantitativement. De plus, si l'on considère une formation des magnétites par oxydation du métal au cours d'un épisode altération aqueuse sur le corps parent, comme l'ont proposé Huber et al. (2006), il ne devrait pas y avoir de raison d'observer une quelconque augmentation de la teneur en NiO des magnétites entre les CK3 et les CK6, le métal étant

absent dans les types ≥ 4 . Enfin, les teneurs en NiO mesurées par Greenwood et al. (2010a) dans des magnétites de plusieurs CVs ne s'inscrivent pas dans la tendance décrite par Dunn (2011) et semblent au contraire suggérer un même corps parent CV-CK.

Un autre mode de formation des magnétites est proposé par Geiger and Bischoff (1995). En observant les couronnes de magnétite autour de nodules composés d'une mixture à grains fins de sulfures poreux, Geiger and Bischoff (1995) suggèrent que la magnétite remplace les sulfures lors de leur décomposition pendant l'augmentation de la fugacité d'oxygène. Ce type de relation magnétite-sulfure a été observé dans la plupart des CKs et notamment dans un nodule millimétrique dans NWA 4724 (Fig. III.19). Ce mode de formation proposé par Geiger and Bischoff (1995) est étayé par l'extrême volatilité soufre, comme l'indique l'appauvrissement en Se des CKs (Kallemeyn et al., 1991). De plus, un analogue terrestre expliquant la formation d'assemblages magnetite-pyrrhotite-PGM (Platinum Group Metal) par le remplacement de pentlandite a été décrit par Keays et al. (1981). Les magnétites poussiéreuses présentes dans les CKs pourraient donc être le résultat de la décomposition de sulfures lors de l'oxydation des CKs.

Comme le montre la figure III.21, la teneur moyenne en Cr_2O_3 des magnétites dans les CKs semble corrélée au type métamorphique. Les teneurs en Cr_2O_3 mesurées dans les CV3 Bali et NWA 723 ainsi que la concentration moyenne mesurée par Greenwood et al. (2010a) dans les magnétites d'Allende ($2,26 \pm 0,93$ wt%) s'inscrivent dans cette tendance. Cette variation de la teneur en Cr_2O_3 des magnétites semble aussi associée à une augmentation de l'abondance de chromites depuis les CK3 jusqu'aux CK6, comme cela a été observé dans les chondrites ordinaires (Bunch et al., 1967; Snetsinger et al., 1967; Dodd, 1969). Ces observations sont cohérentes avec une origine métamorphique des magnétites, comme suggérée pour les chondrites ordinaires. Au regard des concentrations en Cr_2O_3 du pyroxène dans les CCs (Brearley and Jones, 1998), ce minéral pourrait être une source possible de Cr permettant d'expliquer l'augmentation de la teneur en Cr_2O_3 des magnétites et du nombre de chromites au cours du métamorphisme. Le pyroxène, et notamment la fassaite (présente dans les CAIs à gros grains des CK3–4 ; voir suite de ce chapitre), pourrait également être la source du Ti présent en quantité significative dans les magnétites des CKs par comparaison aux magnétites analysées dans les CVs (Tab. III.6).

Il est aussi nécessaire de noter que les magnétites analysées précédemment ont été considérées comme n'étant que des grains matriciels. Or, des assemblages magnétite-apatite ont été décrits dans certaines matrices de CKs (e.g., Greenwood et al., 2010a). Par conséquent, certaines de ces magnétites pourraient correspondre à des parties de chondres, comme des anciens morceaux de manteaux riches en métal, disséminés dans la matrice suite à la fragmentation de ces chondres, par exemple lors de la formation d'un régolite. Ces grains de métal pourraient avoir été, avant ou après la fragmentation de ces chondres, convertis en magnétite au cours du métamorphisme, le phosphore contenu initialement dans le métal étant alors exsolvé pour former de l'apatite.

III.I.8.5. Origine des sulfures et fugacité de soufre

Les conditions de stabilité de la paragenèse pentlandite-MSS/pyrrhotite-pyrite a été étudiée expérimentalement par Craig (1973). Pour des températures supérieures à 300°C, le système Fe-Ni-S est séparé en deux par le champ de stabilité du MSS, la taille de ce champ de stabilité diminuant avec la température. Craig (1973) montre que l'assemblage pentlandite-pyrite se forme à partir de MSS par une réaction subsolidus à 213°C. La pentlandite étant le sulfure le plus abondant dans les CKs, nous suggérons un mécanisme de formation similaire pour expliquer l'origine de la paragenèse pentlandite-MSS/pyrrhotite-pyrite. La formation de cet assemblage au cours du métamorphisme est accompagnée d'une augmentation de la f_{S_2} , comme l'indique l'apparition de pyrite dans les types pétrologiques supérieurs à 4 (Fig. III.27). Par comparaison aux CVs qui contiennent du métal, de la pyrrhotite et quelques magnétites, l'assemblage magnétite-MSS/pyrrhotite-pyrite observé dans les CKs indique une formation sous des fugacité d'oxygène et de soufre plus élevées (Fig. III.27).

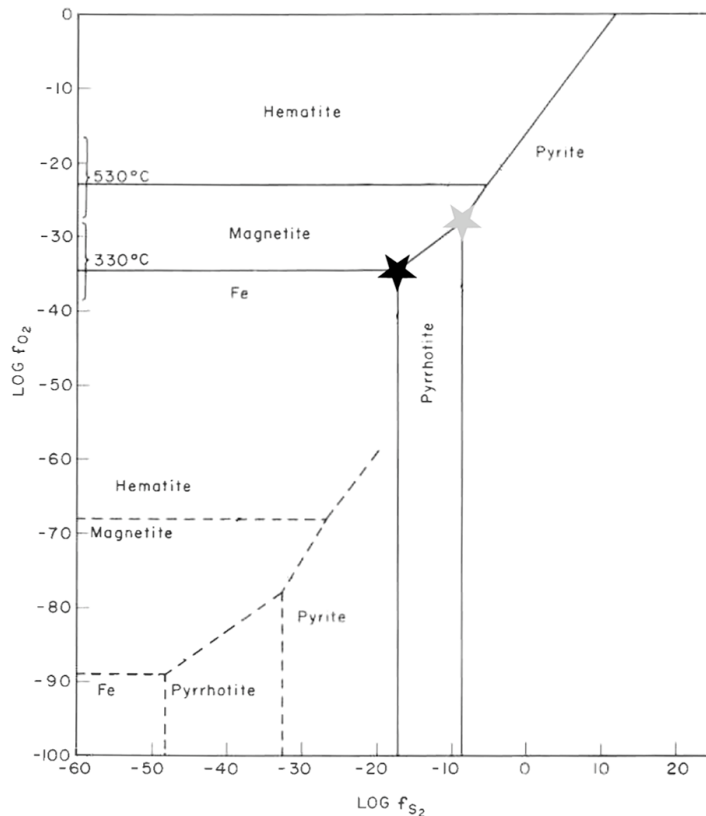


Figure III.27 : Relations de stabilité du fer natif et de quelques oxydes et sulfures de fer en fonction de la fugacité d'oxygène (f_{O_2}), de la fugacité de soufre (f_{S_2}) et de la température. Lignes en pointillés : à 25°C, lignes pleines : à 400°C. Les crochets le long de l'axe des ordonnées indiquent les limites du champ de stabilité de la magnétite à 330°C et 530°C. L'étoile noire correspond à l'équilibre à 400°C de l'assemblage observé dans les CVs, l'étoile grise à l'assemblage observé dans les CK4-6. Modifié d'après Condie (1967).

Nos observations montrent que tous les types pétrologiques de CKs contiennent de la pentlandite. D'après les travaux de Craig (1973), la pentlandite serait instable au-delà de 610°C. La gamme de température métamorphique estimée par Geiger and Bischoff (1991) pour les CKs est de 550 à 1000°C. Cette gamme de température ne permet pas d'expliquer la présence systématique de pentlandite, contrairement à celle proposée par Neff and Righter (2006), entre 277 et 653°C.

Comme nous venons de le voir, les CKs contiennent une quantité importante de sulfures de PGE. Des minéraux riches en PGE ont été décrits dans divers contextes terrestres comme par exemple dans le complexe de Sudbury (Naldrett, 1984), dans des lherzolites du manteau supérieur (Keays et al., 1981), dans des péridotites (Stockman and Hlava, 1984), des komatiites (Puchtel et al., 2003) ou encore aux abords de cratères d'impact (Tagle et al., 2003). Deux processus de formation ont été proposés : (i) par précipitation directe à partir d'un liquide, avant ou après la cristallisation de chromite (e.g., Stockman and Hlava, 1984) et (ii) par exsolution de PGE lors du refroidissement, PGE initialement dissous dans le métal (e.g., Keays et al., 1981). Les observations réalisées dans les météorites indiquent que les sulfures de PGE pourraient avoir été formés soit par condensation directe depuis le gaz nébulaire, soit par exsolution lors d'un épisode métamorphique corps-parent. En étudiant

expérimentalement le système Ni-Fe-Ru, Blum et al. (1989a) ont montré que la formation de ces assemblages de minéraux riches en PGE peut avoir eu lieu soit durant un événement métamorphique corps-parent à 500°C de durée environ égale à 1 000 ans, soit lors de la condensation à partir du gaz nébulaire au cours de son refroidissement. Comme le fait remarquer Geiger and Bischoff (1995) en se basant sur les travaux de Blum et al. (1989b), une formation par condensation devrait provoquer, durant la diminution de la température de condensation ou durant le métamorphisme, la diffusion dans le minéral hôte d'éléments comme le Ru. Or, cela n'est pas le cas dans les CKs (Geiger and Bischoff, 1995). De plus, les formes non automorphes des sulfures de PGE sont également incohérentes avec une origine par condensation ou par cristallisation à partir d'un liquide. Tout comme Geiger and Bischoff (1995), nous proposons que les PGE pourraient initialement être dissous dans le métal, puis exsolvés durant ou après l'oxydation du métal en magnétite. De plus, la formation de sulfures de PGE requiert une activité de soufre élevée (Stockman and Hlava, 1984), entre les tampons Ru-RuS₂ et Os-OsS₂, soit une f_{S_2} supérieure à celle estimée pour la nébuleuse solaire (Grossman, 1972). Une haute f_{S_2} pourrait être la conséquence d'une activité hydrothermale sur le corps parent des CKs, ce que semble confirmer la présence d'hétérogénéités centimétriques d'abondance de sulfures dans TNZ 057 (Fig. III.23).

III.I.8.6. Les textures matricielles particulières de Karoonda, NWA 765, Maralinga et NWA 5733

Les textures clastiques des matrices de Karoonda et de NWA 765 ne semblent pas pouvoir être comparées aux textures classiques de la plupart des CKs, et ce même si la présence d'inclusions et de vésicules dans les olivines indique une histoire thermique similaire. En se basant sur ces observations, il semble donc qu'il y ait 2 types de CK : les CKs à matrices grenues et celles à matrices clastiques. Karoonda et NWA 765 pourraient correspondre à un matériel moins induré, par exemple un régolite qui a pu être présent à la surface du (ou des) corps parents des CKs. Cette hypothèse semble confirmée par l'observation, notamment dans NWA 765, de nombreux fragments de chondres (Fig. III.28).

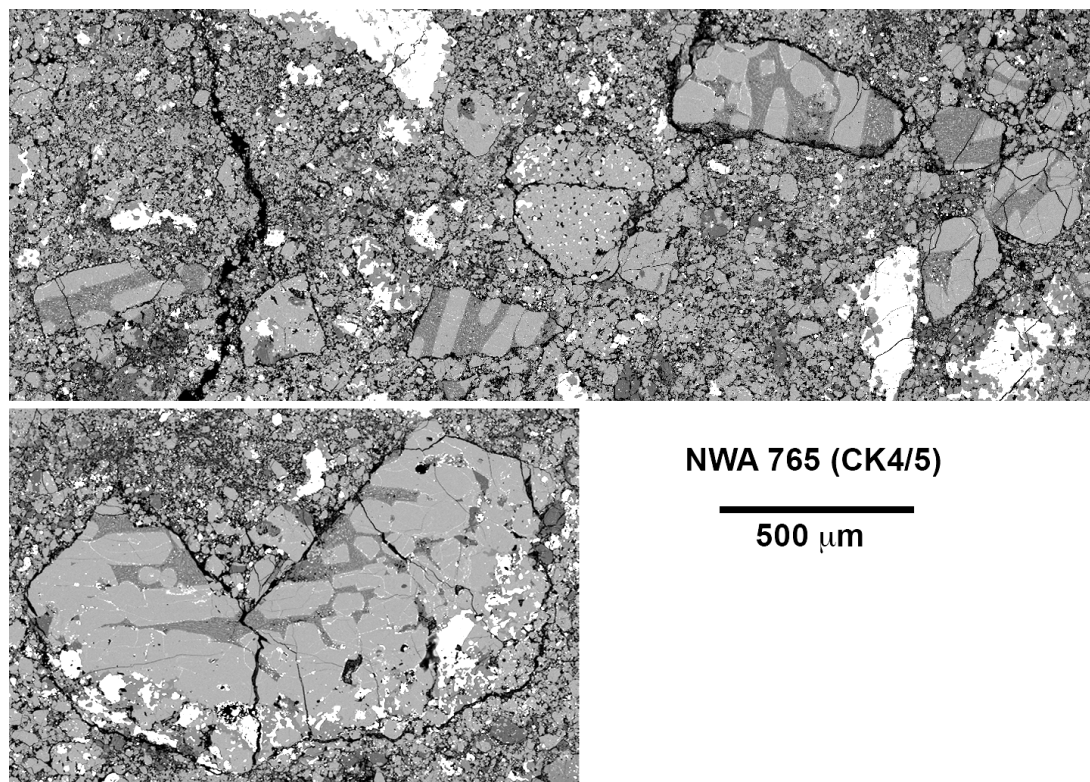


Figure III.28 : Images BSE de fragments de chondres dans NWA 765 (CK4/5).

L'abondance de plagioclase dans les matrices de NWA 5733 et de Maralinga semble quant à elle indiquer que des éléments tels que le calcium et le sodium devaient être disponibles en quantité importante au moment du métamorphisme. Au cours de leurs rééquilibrages chimiques, les CAIs pourraient fournir une quantité importante de calcium, élément nécessaire à la formation de plagioclase. Cependant, les CAIs sont rares dans NWA 5733 et dans Maralinga (Keller, 1992; Keller et al., 1992 ; ce chapitre). Même si cette première hypothèse semble donc peu probable, il est néanmoins impossible d'écarter la possible présence de « poussières » de CAIs dans ces deux CK4, « poussières » de CAIs qui seraient chimiquement rééquilibrées et donc indiscernables même en cartographie chimique WDS. Ainsi, la quantité de calcium disponible lors du métamorphisme pourrait être suffisante pour former du plagioclase dans des quantités telles que celles observées dans NWA 5733 et Maralinga.

D'autres hypothèses permettant d'expliquer un apport conséquent de Ca et de Na dans la matrice seraient la déstabilisation de la mésostase des chondres et/ou la présence d'un fluide aqueux sur le corps parent. Des analyses supplémentaires sont donc nécessaires afin de confirmer si au moins l'une de ces deux hypothèses peut être envisagée. Toutefois, la forte abondance modale de chondres dans NWA 5733 (45,0%) et dans Maralinga (50,5%) (ce

chapitre) pourrait être un argument en faveur d'un apport de Ca et de Na dans la matrice par déstabilisation de la mésostase des chondres au cours du métamorphisme.

III.I.8.7. Maturation de la MC dans les CKs

Tout d'abord, notons ici que la structure de la MC et donc les paramètres spectraux ne semblent pas être sensibles à l'altération terrestre (Lydie Bonal, communication personnelle). En effet, l'insensibilité de l'organisation de la MC à l'altération aqueuse, associée à l'irréversibilité de la transformation structurale de la MC (Bonal, 2006), laisse penser que l'altération terrestre n'a pas de conséquences sur la maturation de la MC et donc sur les spectres Raman.

Les paramètres spectraux obtenus dans ce travail pour Allende sont légèrement différents de ceux de Bonal et al. (2006). Les largeurs moyennes à mi-hauteur des bandes D étant quasi similaires ($70\pm 3\text{ cm}^{-1}$ dans ce travail, $65\pm 4\text{ cm}^{-1}$ pour Bonal et al. (2006)), il est probable que ces différences de paramètres spectraux de la MC d'Allende soient le résultat du type de traitement utilisé, par exemple la méthode de soustraction de la ligne de base qui pourrait expliquer la différence de rapport I_D/I_G ($1,37\pm 0,05$ dans ce travail, $1,54\pm 0,06$ pour Bonal et al. (2006)).

Sur la base du rapport I_D/I_G et de la largeur de la bande G qui est un paramètre de graphitisation (Ammar et al., 2011), NWA 1559 serait plus métamorphique que TNZ 057. Or, les observations pétrologiques, chimiques et texturales montrent clairement que la CK la plus métamorphique est bien TNZ 057. Ces observations, associées à la diminution des teneurs en carbone dans les matrices des CKs, à la présence d'un important bruit de fond et d'une forte fluorescence des spectres Raman, semblent indiquer un découplage entre la maturation de la MC et le rééquilibrage chimique et textural des CKs. L'analyse de la MC présente dans NWA 2900 confirme toutefois les observations chimiques et texturales réalisées sur la matrice. En terme de degré métamorphique, NWA 2900 est comparable à TNZ 057.

La MC présente dans nos échantillons de CKs est plus mature que celle présente dans les chondrites primitives analysées par Bonal et al. (2006) (Fig. III.26) ; elle semble d'ailleurs entrer dans le domaine de graphitisation. En effet, les travaux de Ferrari and Robertson (2000) montrent 2 zones d'évolution des carbonés (Fig. III.29). La première, où I_D/I_G croît et qui

correspond à la carbonisation (transition sp^3 - sp^2 depuis des carbones amorphes (riches en sp^3) jusqu'à des carbones désordonnés (pratiquement « purs » sp^2) est associée à une lente augmentation du diamètre des domaines cohérents (L_a) (= taille des feuillets de carbone). La seconde, qui correspond aux résultats pionniers de Tuinstra and Koenig (1970) et où I_D/I_G décroît, correspond à la graphitisation : la taille L_a des feuillets augmente rapidement.

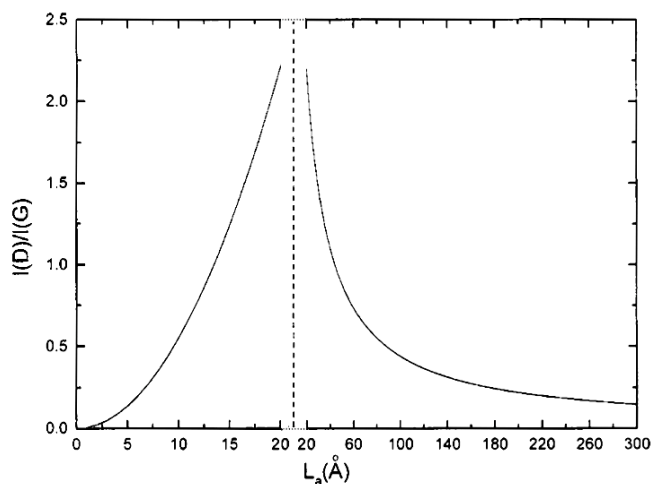


Figure III.29 : Variation du rapport d'intensité I_D/I_G en fonction du diamètre des domaines cohérents (cristallites) de la matière carbonée. Dans le cas de carbones désordonnés, le diamètre des domaines cohérents correspond approximativement à la longueur moyenne des feuillets polyaromatiques. Modifié d'après Ferrari and Robertson (2000).

L'évolution de la maturité structurale de la MC des échantillons de CVs analysés par Bonal et al. (2006) s'inscrit probablement dans la partie gauche de la figure III.29 correspondant à des diamètres de domaines cohérents inférieurs à 20 Å. Nos résultats, qui montrent une diminution du rapport I_D/I_G pendant l'augmentation de la mise en ordre de la MC, pourraient quant à eux s'inscrire dans la partie droite du diagramme ($L_a > 20$ Å). Le rapport maximum I_D/I_G semble atteint dans le cas d'Allende, ce qui est en accord avec le diamètre moyen des domaines cohérents visualisés par METHR dans cette météorite, environ 20 Å (Le Guillou et al., 2012). Les résultats des analyses par spectrométrie Raman de la MC des CVs et des CKs est donc un argument fort en faveur de l'existence d'une série métamorphique continue entre ces deux groupes de CCs. Dans ce cas, il paraît raisonnable de penser que le type de précurseur de la MC dans les CVs et les CKs soit à l'origine semblable. Toutefois, l'étude par spectrométrie Raman de l'évolution de la MC dans les COs ne permet pas d'exclure l'existence d'un possible lien génétique entre ce groupe de CC et les CKs (Bonal et al., 2007).

III.II. Les chondres

III.II.1. Abondances modales de chondres

III.II.1.1. Dans les CVs

Tout comme pour la matrice, il existe dans la littérature de nombreuses mesures d'abondances modales de chondres dans les CVs, la moyenne étant de 45% (Scott et al., 1996). Les abondances calculées durant de ce travail pour Allende (37,6%), Kaba (55,7%) et Bali (44,7%) (Tab. III.1) sont légèrement différentes de celle publiées par McSween (1977a), respectivement 45,9%, 35,9% et 33,0% (chondres + lithiques + fragments de minéraux). Ebel et al. (2008, 2009) rapportent quant à eux 24,9% à 32,6% de chondres (+ lithiques + fragments de minéraux). Que ce soient nos valeurs où celles de la littérature, elles varient toutes autour de la valeur typique des CVs (45%) (Fig. III.30), les différences avec celles de McSween (1977a) pouvant être expliquées par la méthode utilisée et par une distribution hétérogène intrinsèque des chondres dans ces météorites. NWA 779 contient $39,1 \pm 1,2\%$ de chondres, soit approximativement la même quantité que dans Allende, alors que NWA 2900 n'en contient que $18,5 \pm 3,8\%$, valeur plus proche de celle communément admise pour les CKs (15%) (Tab. III.1). Hormis pour NWA 2900 (0,27), les rapports chondres/matrice mesurés dans les CVs (0,72–1,41) sont proches du rapport moyen typique de ce groupe (1,1).

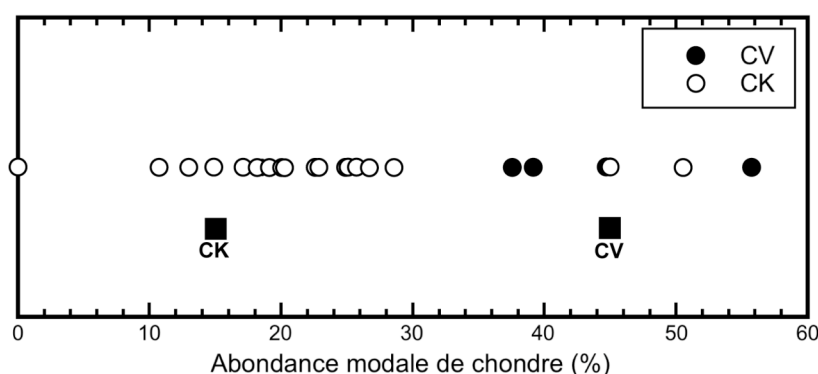


Figure III.30 : Variations de l'abondance modale des chondres dans les CVs et les CKs étudiées durant ce travail. Les carrés pleins correspondent aux valeurs moyennes de la littérature pour les CVs et les CKs (Scott et al., 1996).

III.II.1.2. Dans les CKs

Les abondances modales de chondres mesurées dans Maralinga et NWA 5733 sont respectivement de 50,5% et 45,0% (Tab. III.1), abondances similaires à la valeur moyenne des CVs (45%). Pour les autres CKs, les abondances modales de chondres sont plus faibles, en moyenne $19,4 \pm 7,2\%$ (Tab. III.1). En tenant compte de Maralinga et de NWA 5733, l'abondance moyenne de chondre dans les CKs est alors de $22,5 \pm 11,5\%$. Dans tous les cas, ces deux valeurs sont supérieures à celle couramment admise pour les CKs (15%). Cette valeur de 15% présente dans la littérature semble donc être une estimation basse de l'abondance réelle de chondres dans les CKs plutôt qu'une valeur moyenne (Fig. III.30). L'analyse de nombreuses CKs, et en particulier de 5 CK3, permet d'observer qu'il existe, pour ce groupe de CC, une gamme de variabilité importante des abondances modales de chondres. Ainsi, il est tout à fait possible d'envisager l'existence d'un continuum entre les abondances modales mesurées dans les CKs et celles mesurées dans les CVs (Fig. III.30).

Dans les CK3, les chondres sont moins recristallisés donc plus facilement reconnaissables. Malgré cela, nos résultats ne montrent pas de différences significatives d'abondances de chondres entre les CK3 et les CK4. En revanche, l'abondance de chondres diminue depuis les CK4 jusqu'aux CK6. Cela peut s'expliquer par la recristallisation texturale des chondres au cours du métamorphisme qui va rendre les contours de ces objets plus difficilement discernables. Les valeurs des abondances modales, au moins pour les CK4/5–6, ne sont donc que des valeurs minimales, les abondances initiales de chondres avant l'épisode métamorphique devant être plus proches de celles mesurées dans les CK3–4.

A cause du rééquilibrage chimique des chondres et de leur recristallisation durant le métamorphisme, il est difficile de faire la distinction entre des chondres de type I et des chondres de type II. En nous basant sur leur texture, nous avons essayé d'estimer l'abondance des types I dans les CK3 et dans TNZ 057 (CK4) (Tab. III.1). Entre 40 et 85% des chondres observés dans ces sections ont été supposés comme étant des types I. Cependant, n'ayant uniquement pris en compte dans nos calculs les chondres pour lesquels nous étions quasi certain qu'ils étaient des types I, cette proportion est donc sous-estimée. Contrairement aux chondrites ordinaires, les chondrites carbonées et notamment les CVs contiennent très peu de

chondres de type II (e.g., Zanda et al., 2006). A première vue, la proportion de chondres de type I et de type II mesurée dans nos sections de CK semblerait être caractéristique des chondrites carbonées. La méthode de reconnaissance utilisée ainsi que les modifications chimiques et texturales des chondres lors du métamorphisme doivent toutefois nuancer cette conclusion.

Tout comme NWA 2900, de nombreux chondres dans DAG 431 (CK3-an), NWA 1559 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4425 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9), NWA 4422 (CK4) et TNZ 057 (CK4) sont entourés par un manteau recristallisé composé d'olivines, de quelques plagioclases et de magnétites. Kallemeyn et al. (1991) ont initialement défini que les chondres des CKs ne possédaient pas de manteaux. Or, ce travail a permis de mettre en évidence le fait que les chondres présents dans les CKs pouvaient posséder un manteau igné recristallisé (Fig. I.24, II.4). La présence de manteaux autour des chondres, observation qui n'avait jusqu'alors été réalisée que dans les CVs (e.g., Rubin, 1984), ne doit plus être considéré comme un critère de distinction CV-CK.

III.II.2. Théorie

Le métamorphisme thermique provoque l'interdiffusion Fe/Mg entre les minéraux silicatés des chondres et de ceux de la matrice. Le Fe diffuse depuis la matrice vers l'intérieur des chondres alors que la diffusion du Mg se fait dans l'autre sens. Ce processus de rééquilibrage chimique est particulièrement marqué dans les olivines des chondres des CK3, mais aussi dans TNZ 057 (CK4) où quelques chondres présentent des profils de diffusion. L'analyse de ces profils de diffusion peut donc apporter des contraintes fortes sur les conditions temps-température de l'épisode thermique à l'origine de la série métamorphique des CKs. Lors de ce travail, nous avons donc mesuré à la microsonde électronique des profils chimiques dans des olivines de chondres non rééquilibrés de DAG 431 (CK3-an), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9) et de TNZ 057 (CK4) afin d'obtenir des couples temps-température en utilisant différents modèles et coefficients de diffusion du fer.

III.II.2.1. Rappels sur la diffusion

L'évolution de la concentration d'un élément au cours du temps est définie par la loi de continuité (= conservation de la matière) :

$$\frac{\partial C_X}{\partial t} + \text{div} \vec{j}_X = 0 \quad (1)$$

où $\vec{j}_X = j_X \vec{u}_x$ est le vecteur de densité de flux suivant la direction x ($\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), C_X la concentration de l'élément X , et t le temps. En supposant que le milieu obéit à la loi de Fick (loi identique à la loi de Fourier pour l'écoulement de la chaleur), l'équation de la diffusion à 1 dimension peut alors s'écrire :

$$\frac{\partial C_X}{\partial t} = D_X \cdot \frac{\partial^2 C_X}{\partial x^2} \quad (2)$$

où D_X est le coefficient de diffusion de l'élément X ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) et x la distance. Le coefficient D_X est indépendant de C_X et de x . Afin de résoudre cette équation, nous avons utilisé deux modèles de diffusion semi-infinis : le modèle de placage et le modèle tamponné.

III.II.2.2. Le modèle de placage

Dans le modèle de placage, l'élément considéré diffuse depuis un demi-espace (la matrice) de concentration C_2 à $t = 0$ vers un autre demi-espace (le chondre) de concentration C_1 (Fig. III.31a). Si nous prenons comme exemple le fer, cela signifie que la teneur en fer de la matrice diminue au cours du temps. La solution numérique à ce problème a la forme d'une fonction erf :

$$C(x,t) = C_1 + \left[\frac{(C_2 - C_1)}{2} \cdot \left(1 + \text{erf} \left(\frac{x - x_0}{\sqrt{Dt}} \right) \right) \right] \quad (3)$$

où x_0 est l'abscisse du point d'inflexion de la courbe, C_2 la concentration dans la matrice, C_1 la concentration dans le chondre et \sqrt{Dt} la largeur du front de diffusion.

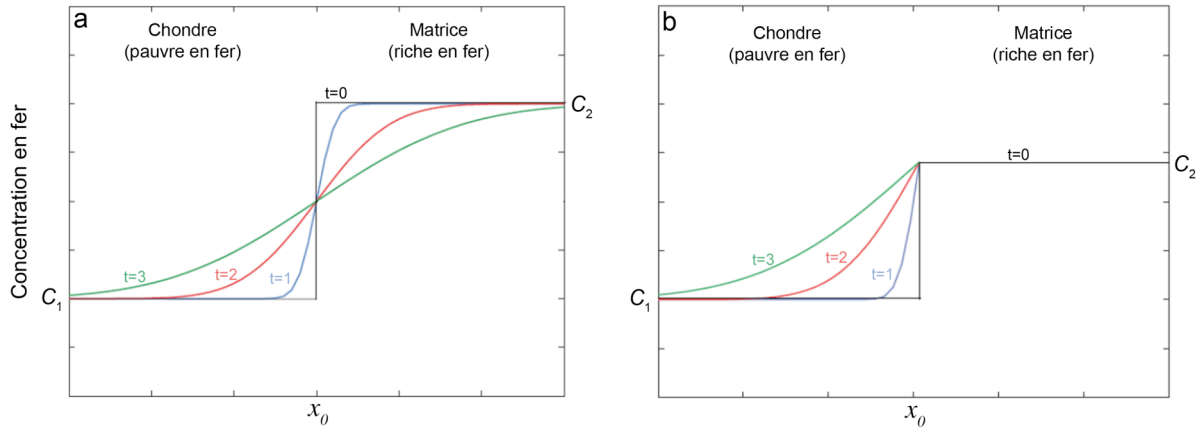


Figure III.31 : Evolution des profils de diffusion au cours du temps dans le cas d'un modèle de placage (a) et d'un modèle tamponné (b). Modifié d'après Marcaillou (2007).

III.II.2.3. Le modèle tamponné

Dans le modèle tamponné, on considère que la concentration en fer dans la matrice reste constante tout au long de l'épisode thermique (Fig. III.31b). La solution numérique est cette fois de type demi-erf :

$$C(x,t) = C_2 + (C_2 - C_1) \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{x - x_0}{\sqrt{Dt}}\right) \quad (4)$$

III.II.2.4. Coefficient de diffusion du fer dans l'olivine

La vitesse de diffusion du fer dans l'olivine dépend de la température, de la pression, de la composition chimique, de la fugacité d'oxygène et de l'orientation cristallographique (diffusion plus rapide selon la direction [001] que selon les directions [100] et [010] (dans le groupe d'espace $Pbnm$)) (e.g., Chakraborty, 2010, et références). Lors de ce travail, les orientations cristallographiques des grains d'olivine dans lesquels ont été mesurés nos profils de diffusion n'ont pas été caractérisées.

Les modèles de calcul des coefficients de diffusion suivent une loi d'Arrhenius du type :

$$D_X(T) = D_{X0} \cdot e^{-\frac{E}{RT}} \quad (5)$$

où $D_X(T)$ est le coefficient de diffusion de l'élément X en fonction de la température (T), E l'énergie d'activation et R la constante des gaz parfaits ($1,987 \cdot 10^{-3}$ kcal.mol⁻¹.K⁻¹). Cette loi d'Arrhenius signifie que la variation de $\log(D)$ en fonction de $1/T$ définit une ligne droite de pente négative.

La première étude de l'interdiffusion Fe/Mg dans l'olivine a été publiée par Buening and Buseck (1973). Les coefficients de diffusion ont été mesurés dans des olivines San Carlos et sont dépendants de la fugacité d'oxygène, de la teneur en fayalite et de l'orientation cristallographique. Selon l'axe [001] de l'olivine et pour des températures inférieures à 1125°C, le coefficient de diffusion défini par Buening and Buseck (1973) est :

$$D_{BB} = 100 \cdot (fO_2)^{1/6} \cdot e^{-(0,0501 \cdot Fa) - 14,03} \cdot e^{\frac{-31,66 + (0,2191 \cdot Fa)}{RT}} \quad (6)$$

où Fa est le nombre de moles de fayalite (en %).

Dans une autre étude de l'interdiffusion Fe/Mg dans l'olivine, réalisée par Nakamura and Schmalzried (1984), les coefficients ont été mesurés en fonction de la température, de la fugacité d'oxygène et de la composition chimique de l'olivine pour des températures inférieures à 1125°C. Ce modèle est défini de la manière suivante :

$$D_{NS} = 100 \cdot (fO_2)^{1/6} \cdot e^{-12,59 + 0,0345 \cdot Fa} \cdot e^{\frac{-45,34 + (0,0183 \cdot Fa)}{RT}} \quad (7)$$

Ce modèle ayant été calibré sur un matériel polycristallin, les coefficients de diffusion dérivant de l'Eq. (7) sont donc moyennés sur les trois axes cristallographiques.

Comme le résume la figure III.32, il existe dans la littérature d'autres études des coefficients d'interdiffusion Fe/Mg dans l'olivine. Toutefois, nous avons décidé de n'utiliser

pour ce travail que les coefficients de diffusion définis par Buening and Buseck (1973) et par Nakamura and Schmalzried (1984). Bien que Misener (1974) ait déterminé la dépendance du coefficient de diffusion du fer dans l'olivine, il n'a pas contrôlé la fugacité d'oxygène dans ses expérimentations. La fugacité d'oxygène étant un paramètre important pouvant modifier de façon significative la vitesse de diffusion du fer dans l'olivine, nous avons choisi de ne pas utiliser cette étude. Quant aux travaux de Jurewicz and Watson (1988), ils n'ont pas été pris en compte car les résultats de cette étude sont basés sur des expérimentations impliquant des liquides. Enfin, une fois que les orientations cristallographiques le long de nos profils auront été contraintes, il pourrait être envisagé d'utiliser l'étude récente de Dohmen and Chakraborty (2007). En effet, cette étude propose un coefficient de diffusion dépendant de la pression, de la température, de la direction cristallographique, de la composition de l'olivine et de la fugacité d'oxygène dans le cadre d'un modèle de défauts ponctuels.

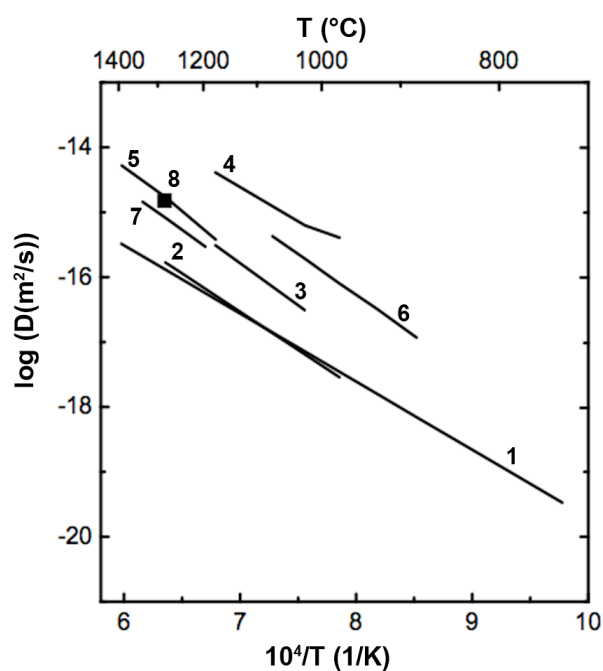


Figure III.32 : Diagramme d'Arrhenius montrant l'évolution des principaux coefficients de diffusion du Fe dans l'olivine en fonction de la température, à 1 atmosphère.
 (1) Dohmen and Chakraborty (2007),
 (2) Chakraborty (1997),
 (3) Nakamura and Schmalzried (1984),
 (4) Buening and Buseck (1973),
 (5,6) Misener (1974),
 (7) Jurewicz and Watson (1988)
 et (8) Spandler and O'Neill (2009).
 (Chakraborty, 2010).

Puisque ce travail de modélisation porte sur des chondres non équilibrés dans des CKs (chondrites carbonées très oxydées), nous avons fixé la fugacité d'oxygène à 10^{-12} , ce qui correspond à une f_{O_2} légèrement supérieure au tampon NNO pour la gamme de températures métamorphiques définie par Neff and Richter (2006) (300–650°C).

III.II.2.5. Les couples temps-température

La nature brownienne du mouvement des particules dans un solide provoque un élargissement du front de diffusion selon une loi proportionnelle à la racine carrée du temps de diffusion :

$$x_X = \sqrt{D_X \cdot t} \Leftrightarrow t = \frac{x_X^2}{D_X} \quad (8)$$

où x_X est la largeur du front de diffusion de l'élément X, D_X le coefficient de diffusion et t le temps. Nous avons utilisé sous MATLAB la fonction *lsqcurvefit* pour calculer le meilleur ajustement des 2 modèles définis par les Eq. (3) et (4) aux profils chimiques mesurés à la microsonde électronique. Cela nous a permis d'obtenir les valeurs des fronts de diffusion, de $C1$ et de $C2$. Il est alors possible de déterminer, pour chaque modèle et coefficient de diffusion, des couples temps-température. Cependant, il est important de souligner que sans une contrainte extérieure de la valeur de temps ou de température, il n'est pas possible de retenir un couple en particulier.

III.II.3. Application aux olivines des chondres non équilibrés

III.II.3.1. Choix des olivines

Deux types de fronts de diffusion ont été observés dans les olivines des chondres des CKs (Fig. III.33). Les chondres composés de grains automorphes d'olivine présentent un front de diffusion parallèle à leurs bordures (Fig. III.33a). Dans ce cas, l'évolution du front de diffusion semble ne pas être contrainte par la diffusion intracristalline ou aux joints de grains du fer dans l'olivine. Ce type de front de diffusion pourrait être expliqué par une vitesse de diffusion du fer, dans le matériel situé entre les cristaux d'olivine (assemblage à grains fins de

pyroxène et de plagioclase), supérieure à la vitesse de diffusion intracristalline. Le second type de front de diffusion observé est plus classique, avec une diffusion intracristalline du fer, aux joints de grains et le long de fractures (Fig. III.33b). Nos profils de diffusion ont été mesurés à la microsonde électronique dans ce type de chondres.

Nous avons également remarqué que l'olivine de la partie externe de ces chondres, située entre le front de diffusion à proprement parlé et la limite supposée avec la matrice, avait une texture légèrement vésiculée, différente de l'olivine non équilibrée du cœur qui ne contient aucune vésicule. Pour cette étude, nous avons considéré que les parties composées d'olivine vésiculée provenaient de la recrystallisation de la matrice au cours du métamorphisme et que par conséquent, elles ne faisaient pas partie intégrante du chondre avant le début de la diffusion. Un premier argument en faveur de cette hypothèse est qu'après l'observation en EBSD de ces bordures de chondres, les olivines vésiculées ont été caractérisées comme étant des zones de surcroissances. Cette hypothèse sera aussi justifiée expérimentalement dans le chapitre V.

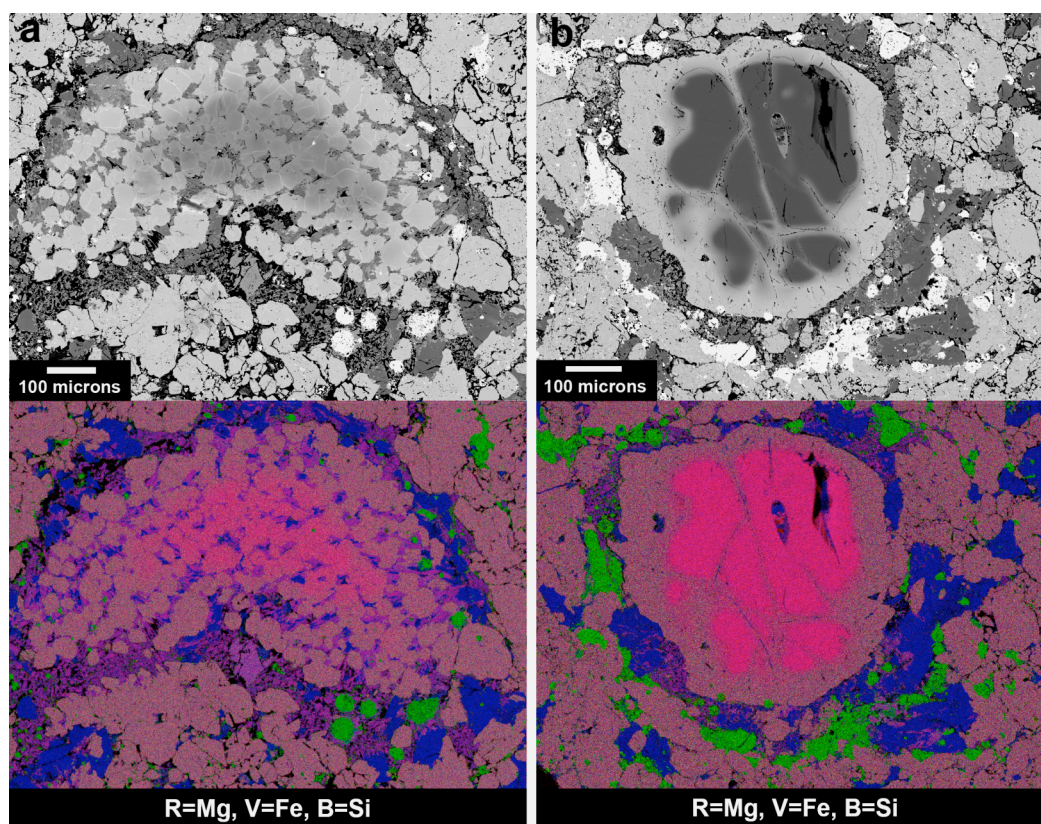


Figure III.33 : Images BSE et cartographie EDS en fausses couleurs de deux chondres non équilibrés dans NWA 4724 (CK3.8). (a) chondre avec un profil de diffusion parallèle aux bordures. (b) chondre dans lequel la diffusion du fer est intracristalline, aux joints de grains et le long de fractures. Dans les deux cartographies EDS, l'olivine apparaît en rose, le plagioclase en bleu, la magnétite en vert et le pyroxène en violet.

Les profils de concentration ont été mesurés dans ce qui nous apparaissait être des monocristaux d'olivine (Fig. III.34). En effet, pour simplifier la modélisation de la diffusion, il est préférable de travailler sur un monocristal. Cependant, sans analyses EBSD, il est impossible de vérifier si nos profils ont bien été mesurés le long d'une seule et unique direction cristallographique.

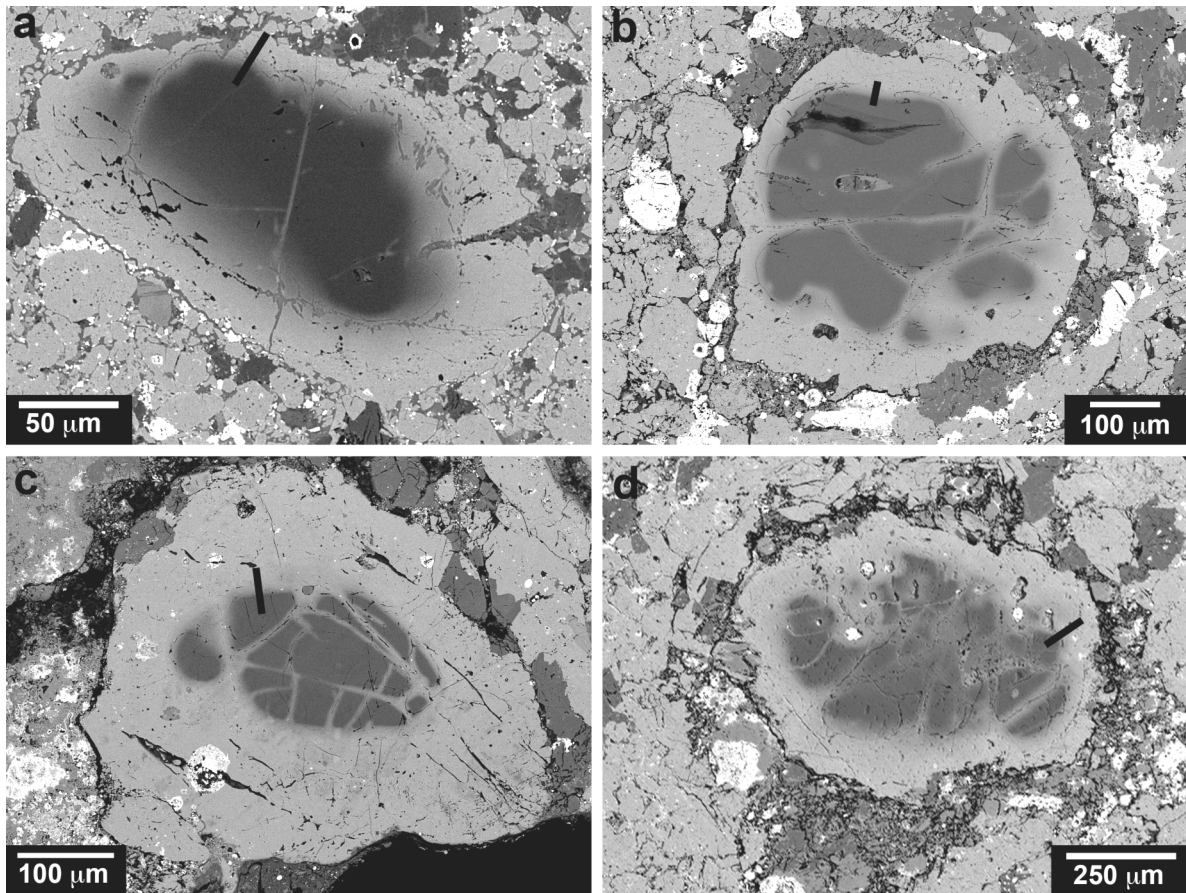


Figure III.34 : Images BSE de chondres dans lesquels nous avons mesuré un profil de concentration chimique à la microsonde électronique (lignes noires). (a) DAG 431 (profil DAG 431-5), (b) NWA 4724 (profil NWA 4724-11), (c) NWA 4423 (profil NWA 4423-3) et (d) TNZ 057 (profil TNZ 057-26).

L'abondance de fractures et de trous (pouvant parfois être liés au polissage) aux bordures et à l'intérieur des chondres diminue considérablement le nombre de zones où il est possible de mesurer un profil de concentration à la microsonde électronique. Nous avons pu faire l'acquisition de 6 profils dans DAG 431 (CK3-an), 4 profils dans NWA 4724 (CK3.8), 10 profils dans NWA 4423 (CK3.9) et 4 profils dans TNZ 057 (CK4).

Chaque profil montre la diffusion du Fe, du Ni et du Mn depuis les olivines matricielles vers les olivines des chondres (Fig. III.35). Le Mg, l'Al et le Ca ont des comportements inverses : ils diffusent depuis le chondre vers la matrice. Ces variations de compositions chimiques ont été observées pour tous les profils et sont illustrées par la figure III.35.

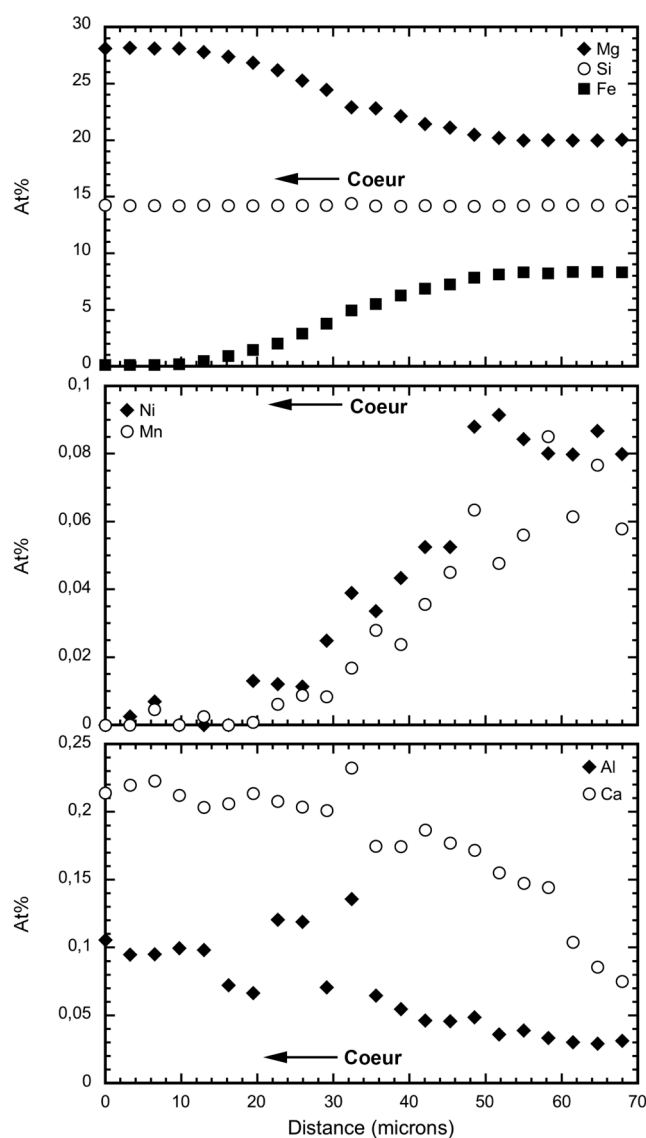


Figure III.35 : Profils de concentration chimique du Fe, Mg, Si, Ni, Mn, Al et Ca dans un grain d'olivine d'un chondre non équilibré de NWA 4724 (CK3.8) (profil NWA 4724-9). La flèche indique la direction du cœur du chondre.

III.II.3.2. Ajustement des profils de diffusion

Que les profils soient ajustés selon un modèle de diffusion tamponné ou un modèle de placage, les courbes théoriques se superposent très bien aux mesures. Les ajustements réalisés à partir d'un modèle de placage sont présentés dans la figure III.36.

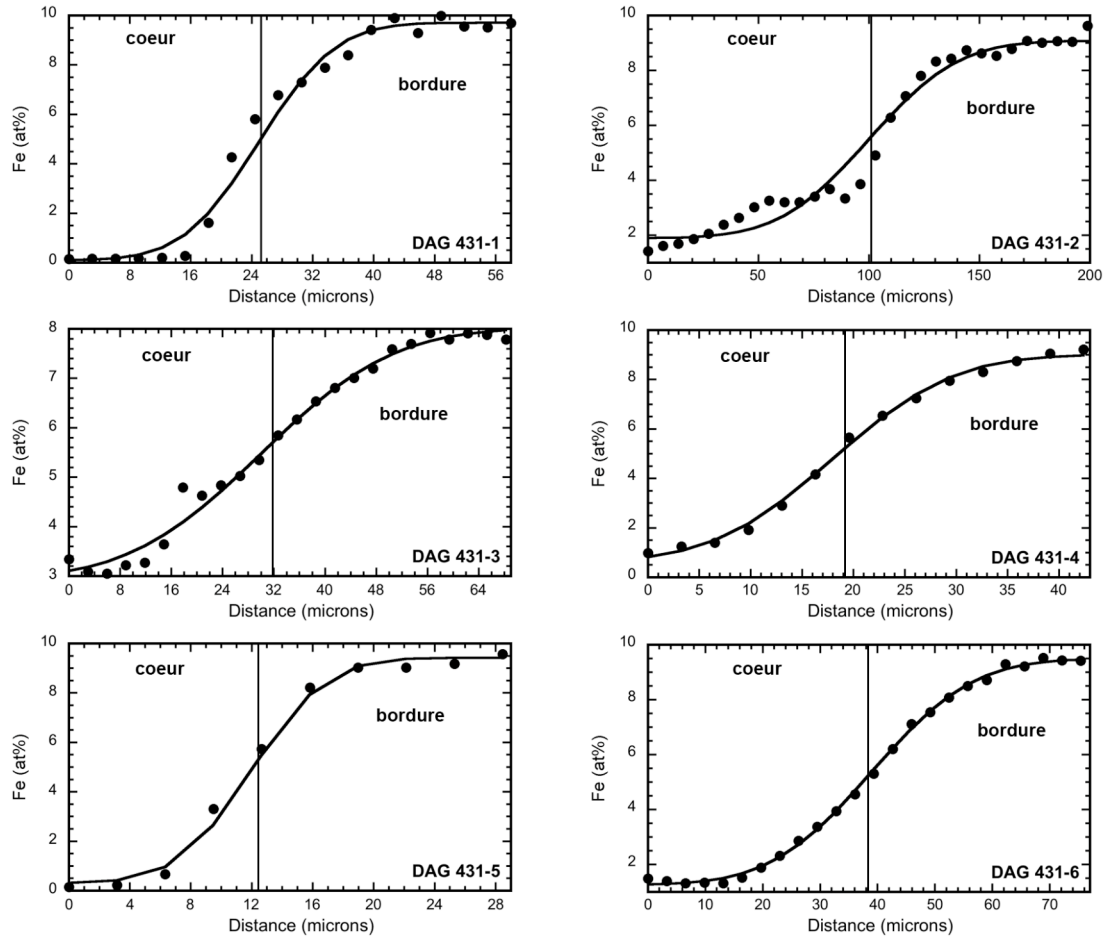


Figure III.36a : Ajustement, par un modèle de placage, des profils de diffusion du fer dans DAG 431 (CK3-an) obtenus à la microsonde électronique.

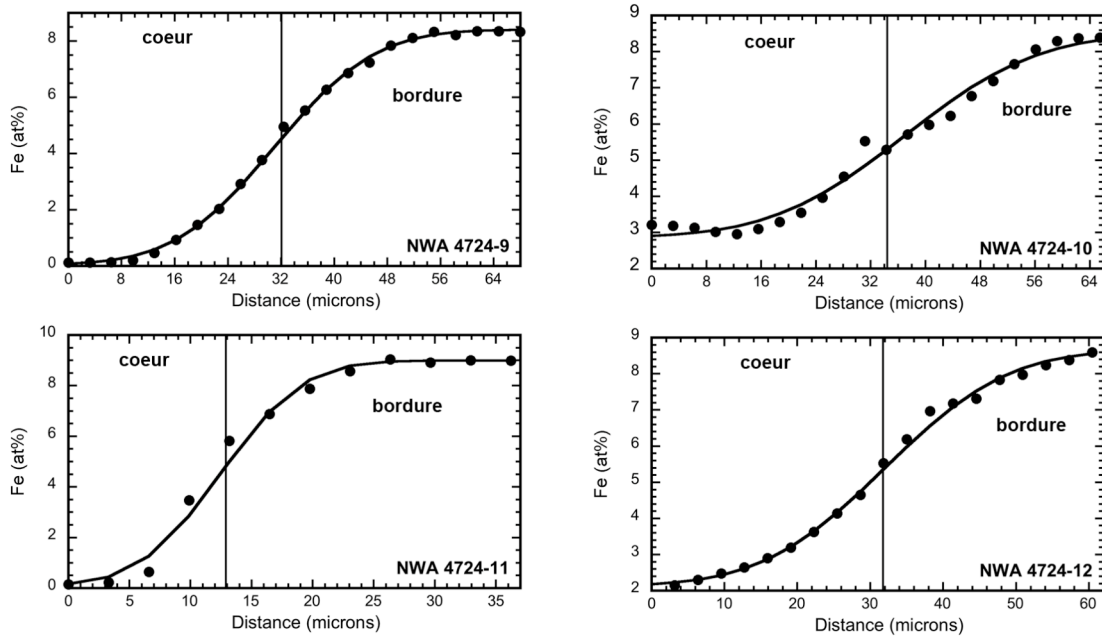


Figure III.36b : Ajustement, par un modèle de placage, des profils de diffusion du fer dans NWA 4724 (CK3.8) obtenus à la microsonde électronique.

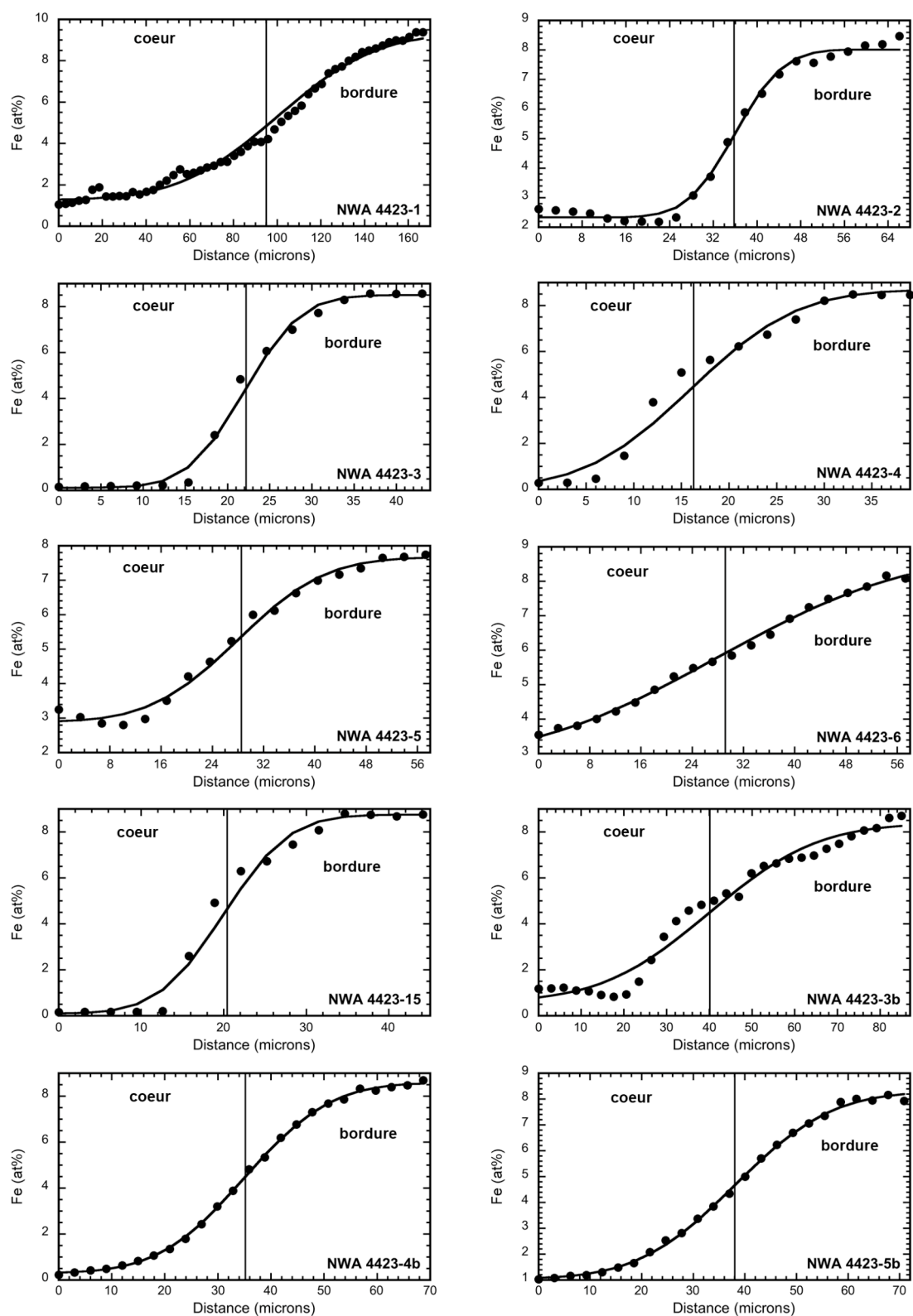


Figure III.36c : Ajustement, par un modèle de placage, des profils de diffusion du fer dans NWA 4423 (CK3.9) obtenus à la microsonde électronique.

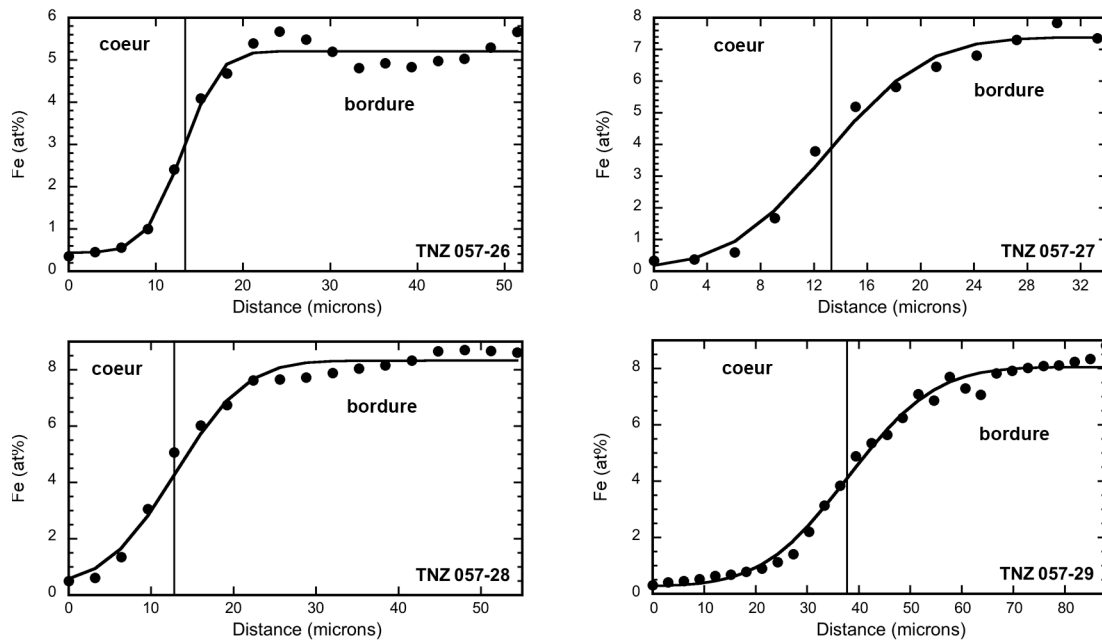


Figure III.36d : Ajustement, par un modèle de placage, des profils de diffusion du fer dans TNZ 057 (CK4) obtenus à la microsonde électronique.

Les courbes ajustées en utilisant un modèle tamponné sont similaires à celles présentées dans la figure III.36. En effet, les résultats obtenus pour le modèle tamponné et le modèle de placage sont très similaires, les variations de la valeur du front de diffusion entre ces deux modèles étant inférieures à 0,1%. Précédemment, nous avons émis l'hypothèse selon laquelle les zones d'olivine vésiculée situées en bordure des chondres ne seraient que le résultat de la recristallisation de la matrice lors du métamorphisme. De ce fait, les limites initiales chondre/matrice dans nos modèles ont été fixées au niveau des points d'inflexion des profils de diffusion.

III.II.3.3. Les couples temps-température dans les CKs

Nous avons ajusté à chaque profil de concentration la fonction théorique correspondant à l'Eq. (3) ou (4), ce qui nous a permis de calculer une courbe temps-température pour les deux modèles de diffusion (placage et tamponné). Les résultats obtenus pour le modèle de placage et le modèle tamponné étant similaires, nous avons choisi de présenter et de ne discuter uniquement ceux provenant du modèle de placage. La figure III.37 représente pour DAG 431, NWA 4423 et TNZ 057 la courbe temps-température obtenue à partir du profil de diffusion possédant le plus petit front de diffusion, et ce pour les deux

expressions du coefficient de diffusion du fer (Eq. (6) et (7)). Pour une raison de lisibilité, nous n'avons pas représenté dans la figure III.37 la courbe temps-température obtenue pour NWA 4724, les résultats étant sensiblement égaux à ceux obtenus NWA 4423. Nous avons choisi de ne discuter que les résultats provenant de la modélisation des profils chimiques les plus marqués (fronts de diffusions les plus courts) afin de minimiser les effets de coupe. Toutefois, les résultats ainsi obtenus resteront des estimations hautes des couples temps-température, des profils plus abrupts que ceux mesurés existant peut-être dans d'autres chondres et/ou plans de coupe.

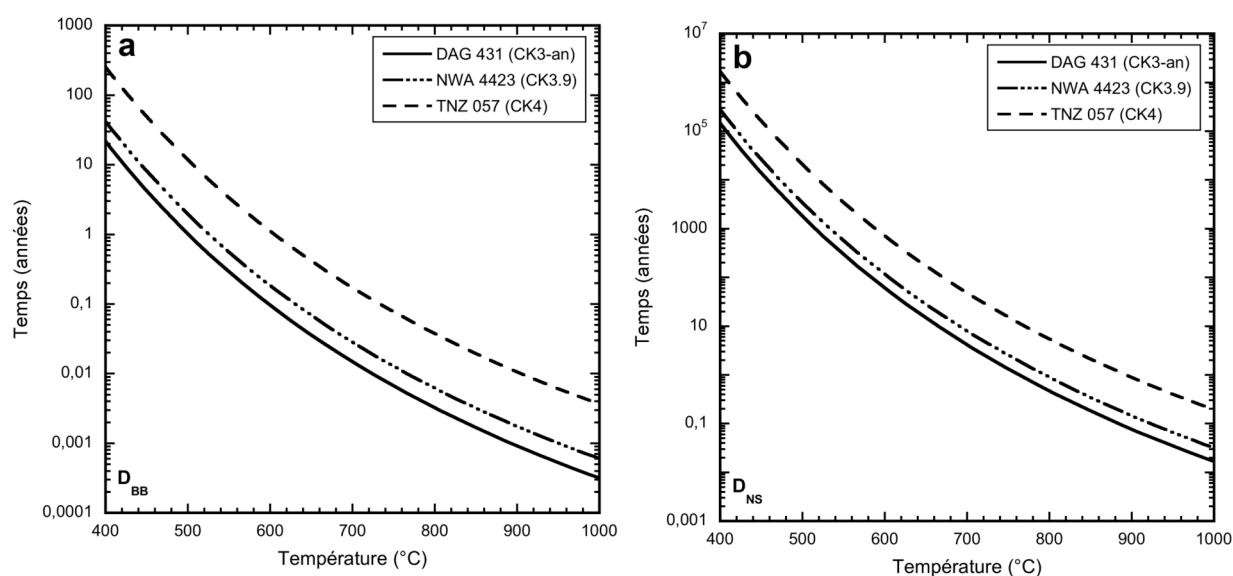


Figure III.37 : Diagrammes temps-température construits à partir du modèle de placage pour DAG 431 (CK3-an), NWA 4423 (CK3.9) et TNZ 057 (CK4). (a) Coefficient de diffusion défini par l'Eq. (6) (Buening and Buseck, 1973). (b) Coefficient de diffusion défini par l'Eq. (7) (Nakamura and Schmalzried, 1984). Ces diagrammes sont construits en utilisant pour chaque météorite le profil de diffusion ayant le front de diffusion le plus court (profils DAG 431-5, NWA 4423-3 et TNZ 057-26).

Nos résultats indiquent que pour une température donnée, l'accroissement de la durée de diffusion est corrélée à l'augmentation du type pétrologique (Fig. III.37, Tab. III.9) : environ 1 400 ans pour DAG 431 (CK3-an), 2 650 ans pour NWA 4724 (CK3.8) et NWA 4423 (CK3.9), et 16 000 ans pour TNZ 057 (CK4) pour une température de métamorphisme de 500°C et en utilisant le coefficient de diffusion défini par l'Eq. (7). Inversement, pour un temps constant, les températures de métamorphisme augmentent avec le type pétrologique : environ 520°C pour DAG 431 (CK3-an), 535°C pour NWA 4724 (CK3.8) et NWA 4423 (CK3.9) et 595°C pour TNZ 057 (CK4) pour une durée de métamorphisme de 1 000 ans et en utilisant le coefficient de diffusion défini par l'Eq. (7).

		DAG 431 (CK3-an)			NWA 4724 (CK3.8)			NWA 4423 (CK3.9)			TNZ 057 (CK4)		
T (°C)		500	700	900	500	700	900	500	700	900	500	700	900
Temps	D _{BB}	311,2	4,9	0,3	596,4	9,2	0,6	598,2	9,3	0,6	10	56,4	3,6
(jours, <i>années</i>)	D _{NS}	1 395	4	25,2	2 645	7	47,7	2 658	7	47,9	16 167	41	291,7

Tableau III.9 : Couples temps-température calculés, dans le cas d'un modèle de placage et pour les coefficients de diffusion définis par les Eq. (6) (D_{BB}) (Buening and Buseck, 1973) et (7) (D_{NS}) (Nakamura and Schmalzried, 1984), à partir des ajustements des profils de diffusion présentant le front de diffusion le plus court (profils DAG 431-5, NWA 4724-11, NWA 4423-3 et TNZ 057-26). Les temps donnés en gras et en italique sont donnés en années, les autres en jours.

Grâce à ces courbes temps-température, nous pouvons donc déterminer divers scénarii possibles, soit en fixant le temps, soit en fixant la température. Pour isoler le couple temps-température propre à chaque météorite, il faudrait contraindre, en utilisant une autre méthode, la température ou la durée du métamorphisme de ces quatre CKs.

Pour une température donnée, les temps de diffusion sont plus court en utilisant le coefficient de diffusion du fer défini par Buening and Buseck (1973) qu'en utilisant celui défini par Nakamura and Schmalzried (1984). Par exemple, à 900°C, le temps maximum de diffusion calculé pour DAG 431 est d'environ 7,2 heures en utilisant le coefficient de diffusion de Buening and Buseck (1973) alors qu'il n'est que d'environ 25 jours en utilisant celui de Nakamura and Schmalzried (1984). Cette différence s'explique par le fait que le coefficient de Buening and Buseck (1973) a été défini selon la direction [001] de l'olivine alors que celui de Nakamura and Schmalzried (1984) moyenne les 3 directions cristallographiques. La vitesse de diffusion du fer étant la plus importante selon la direction [001], il est donc normal que les durées de métamorphisme obtenues à partir d'un coefficient de diffusion moyenné sur les 3 axes cristallographiques soient plus faibles que celles calculées à partir d'un coefficient de diffusion défini selon la direction [001].

Les durées obtenues pour des températures supérieures à 450°C sont inférieures à 100 000 ans, et ce même en utilisant le coefficient de diffusion défini par Nakamura and Schmalzried (1984) qui donne, pour une température donnée, les temps de diffusion les plus longs (Fig. III.37). Même si (i) nous ne connaissons pas l'orientation cristallographique des olivines dans lesquelles nous avons mesuré nos profils et (ii) qu'un biais d'analyse dû à des effets de coupe n'est pas à écarter, nous pouvons conclure de ce travail que la durée de

l'épisode métamorphique des CKs est de l'ordre de quelques années à quelques dizaines de milliers d'années. La durée du métamorphisme des CKs est donc supérieure à celle d'un événement thermique causé par du choc (environ 1 s pour la durée du pic métamorphique et quelques jours à quelques années pour le temps de la relaxation thermique ; e.g., Beck et al. (2005), Gaffney et al. (2011)), et inférieure à celle d'un événement thermique ayant comme source de chaleur la désintégration d'éléments radioactifs (plusieurs millions d'années ; Huss et al. (2006), et références). Un processus thermique différent de ceux communément admis pour le métamorphisme des chondrites semble devoir être envisagé afin de rendre compte des durées de l'épisode thermique des CKs obtenues dans ce travail.

III.III. Les CAIs dans les CKs

Dans les CKs, nous avons observé en macroscopie deux types de CAIs. Le premier type d'objet se compose de CAIs ayant un aspect « fluffy » et des contours irréguliers. Ces inclusions sont de couleur blanchâtre, sont composées de minéraux à grains fins et ont des tailles variant entre ~100 μm et ~1,2 cm (Fig. III.38). Le second type de CAIs est composé de minéraux à gros grains parfois visibles à l'œil nu. La taille de ces inclusions varie entre 150 μm et environ 3 cm (Fig. III.38). Les CAIs à gros grains de grande taille (de l'ordre du centimètre) sont formés d'un cœur composé d'un assemblage de minéraux sombres et de minéraux blanchâtres, et sont régulièrement entourés d'une sorte de manteau de plusieurs millimètres d'épaisseur pouvant parfois contenir des chondres. Durant ce travail, nous avons étudié en détail dans différents échantillons quatre CAIs à gros grains que nous avons nommé ainsi : *CG1*-CAI, dans TNZ 057 (CK4) ; *CG2*-CAI, dans DAG 431 (CK3-an) ; *CG3*-CAI et *CG4*-CAI (riche en grossulaire), dans Karoonda (CK4).



Figure III.38 : Section polie de TNZ 057 contenant 22% de chondres, 11% de CAIs et 67% de matrice. Les CAIs à grains fins ont un aspect blanchâtre, des contours irréguliers et des tailles pouvant aller jusqu'à 1 cm. Deux CAIs centimétriques à gros grains, situés en haut de la section, sont composés d'un assemblage spinelle-fassaïte (noir) et anorthite-grossulaire (blanc). Cette section contient également une inclusion sombre (au centre).

III.III.1. Abondances modales de CAIs

Nous avons mesuré lors de ce travail les abondances modales et les distributions de taille des CAIs dans plusieurs chondrites CV et CK (Tab. III.10, Fig. III.39). Seulement 5 histogrammes de distribution de tailles ont pu être réalisés (Allende, NWA 779, NWA 2900, NWA 4425 et TNZ 057). En effet, les surfaces étudiées pour les autres échantillons n'étaient pas suffisantes pour pouvoir obtenir un nombre d'objet nécessaire à la construction d'un histogramme de distribution représentatif.

III.III.1.1. Dans les CVs

Allende

Nous avons analysé plusieurs sections épaisses et scans haute résolution d'Allende, pour une surface totale de 9,2 cm². Nous avons mesuré 10,3% de CAIs dont 0,9% de CAIs à gros grains (Tab. III.10). Dans la littérature, les abondances modales de CAIs mesurées pour Allende varient entre 2,5 et 9,4% (McSween, 1977a; Simon and Haggerty, 1979; Kornacki

and Wood, 1984; May et al., 1999; Hezel et al., 2008; Ebel et al., 2008, 2009). Environ 70% des CAIs à grains fins ont des rayons équivalents inférieurs à 250 μm (Fig. III.39).

Kaba et Bali

Nous avons mesuré 3,4 et 8,1% de CAIs, respectivement dans Kaba et Bali (Tab. III.10). Aucun CAI à gros grains n'a été observé dans les 1,83 cm^2 de Bali et les 0,75 cm^2 de Kaba examinés. McSween (1977a) rapporte quant à lui 4% de CAIs dans Bali et 7,4% dans Kaba.

NWA 779

Dans les 12,15 cm^2 de NWA 779 étudiés, nous avons mesuré $12,2 \pm 5,9\%$ de CAIs (Tab. III.10). Aucun CAI à gros grains n'a été observé. La distribution de taille des CAIs à grains fins dans NWA 779 montre un pic pour des rayons équivalents entre 125 et 250 μm suivit d'une diminution monotone, avec une valeur moyenne d'environ 235 μm (Fig. III.39). Environ 55% des CAIs à grains fins ont un rayon théorique inférieur à 250 μm .

NWA 2900

NWA 2900 contient $13,1 \pm 2,3\%$ de CAIs dont $4,7 \pm 2,7\%$ de CAIs à gros grains (Tab. III.10). Les CAIs à grains fins dans NWA 2900 ont un rayon équivalent moyen d'environ 360 μm . La distribution de taille montre un pic entre 250 et 375 μm (Fig. III.39). Environ 35% des CAIs à grains fins ont un rayon équivalent inférieur à 250 μm .

Type	Surface étudiée (cm ²)	CAIs (surf%)	CAIs à gros grains (surf%)	Nombre de CAIs à gros grains fins (à gros grains)	Diamètre équivalent global des CAIs (mm)			Diamètre équivalent des CAIs à gros grains fins (mm)			Diamètre équivalent des CAIs à gros grains (mm)		
					Moy.	Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.
Moyenne CV ¹													
		10,0											
Kaba	CV3 Ox.	0,75	3,4	0,0	10 (0)	0,40	0,07	1,34	0,40	0,07	1,34	-	-
Bali	CV3 Ox.	1,83	8,1	0,0	61 (0)	0,34	0,04	2,50	0,34	0,04	2,50	-	-
Allende	CV3 Ox.	9,20	10,3	0,9	278 (3)	0,44	0,10	2,62	0,42	0,10	2,62	1,89	2,17
NWA 779	CV3 Ox.	12,15	12,2(5,9)	0,0	311 (0)	0,57 (0,22)	0,06	3,94	0,57 (0,22)	0,06	3,94	-	-
NWA 2900	CV3 Ox.	25,56	13,1 (2,3)	4,7 (2,7)	223 (1)	0,72 (0,11)	0,11	10,70	0,72 (0,11)	0,11	5,20	10,70	10,70
DAG 431	CK3	2,41	4,1	3,4	29 (4)	0,41	0,05	2,70	0,25	0,05	0,62	1,40	2,70
NWA 1559	CK3	1,86	4,3	0,6	25 (2)	0,51	0,16	1,71	0,48	0,16	1,71	0,79	1,07
NWA 4724	CK3.8	2,28	12,7 (1,6)	6,4 (4,6)	30 (1)	0,77 (0,17)	0,27	4,83	0,63 (0,27)	0,27	2,11	4,83	4,83
NWA 4425	CK3.8	25,24	10,5 (0,6)	5,7 (2,3)	116 (3)	1,05 (0,25)	0,21	11,32	0,89 (0,17)	0,21	3,81	9,56 (4,03)	11,32
NWA 4423	CK3.9	1,93	16,4	0,0	46 (0)	0,56	0,16	5,50	0,56	0,16	5,50	-	-
NWA 4770	CK4	7,29	3,9	3,0	19 (1)	0,80	0,18	5,29	0,55	0,18	1,60	5,29	5,29
NWA 4422	CK4	2,37	1,4	0,0	9 (0)	0,67	0,34	0,94	0,67	0,34	0,94	-	-
NWA 5733	CK4	1,31	0,4	0,0	3 (0)	0,41	0,26	0,71	0,41	0,26	0,71	-	-
NWA 2519	CK4	1,41	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Karoonda	CK4	2,54	0,1	0,1	2 (2)	0,40	0,18	0,61	-	-	-	0,40	0,61
Kobe	CK4	0,56	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Maralinga	CK4	4,05	0,1	0,0	3 (0)	0,45	0,32	0,50	0,45	0,32	0,50	-	-
TNZ 057	CK4	893,00	9,1 (1,4)	4,7 (0,9)	3024 (45)	1,11 (0,06)	0,08	21,73	0,98 (0,04)	0,08	7,00	10,43 (1,44)	21,73
NWA 765	CK4/5	1,76	1,9	0,0	11 (0)	0,53	0,20	1,13	0,53	0,20	1,13	-	-
PCA 82500	CK4/5	0,42	2,0	0,0	3 (0)	0,52	0,27	0,94	0,52	0,27	0,94	-	-
EET 90007	CK5	1,25	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
EET 87860	CK5/6	0,27	0,9	0,0	1 (0)	0,50	-	-	0,50	-	-	-	-
LEW 87009	CK6	0,77	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Moyenne CK ¹													
4,0													

Tableau III.10 : Abondances modales et rayons équivalents mesurés dans les CV's et les CKs lors de ce travail. Les abondances modales et les diamètres équivalents des CAIs à gros grains sont calculés en prenant en compte les manteaux à gros grains. Les valeurs entre parenthèses correspondent à des incertitudes de 1 sigma, calculées lorsque plusieurs sections d'une même météorite ont été analysées. ¹(Scott et al., 1996)

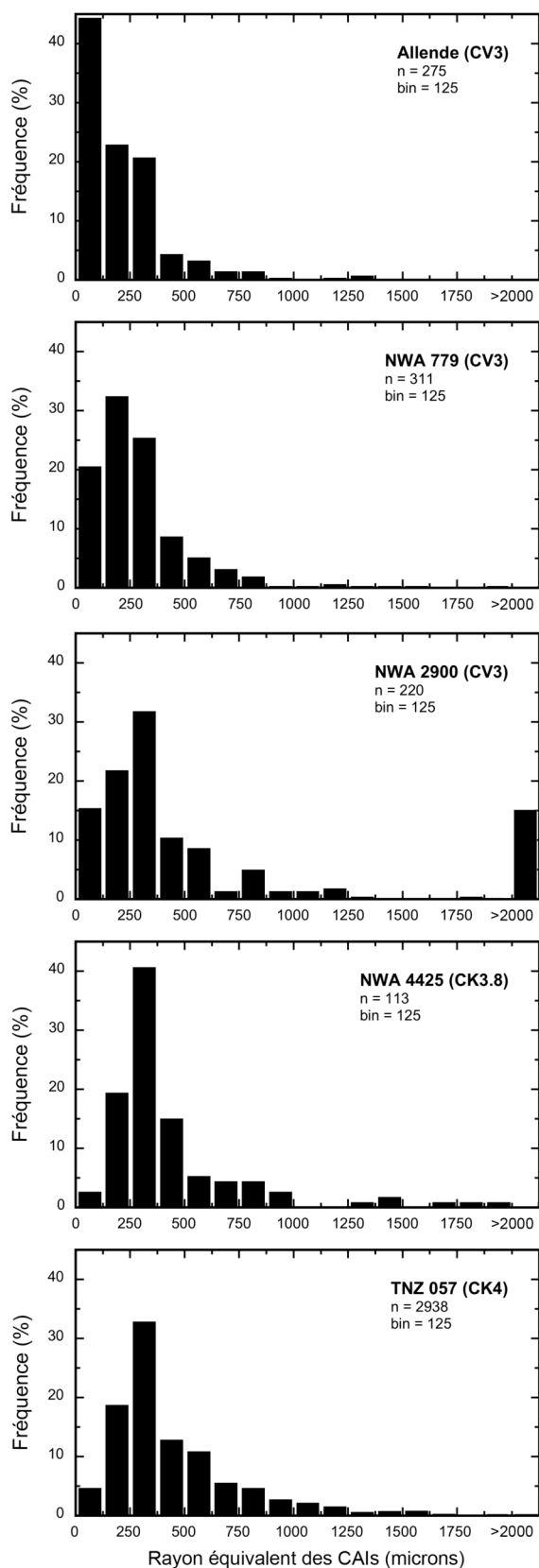


Figure III.39 : Distributions des tailles des CAIs à grains fins dans certaines des CVs et des CKs étudiées. Seulement Allende, NWA 779, NWA 2900, NWA 4425 et TNZ 057 sont présentées car le nombre de CAIs relevé dans les autres CVs et CKs n'était pas suffisant pour que les histogrammes de distribution soient représentatifs.

III.III.1.2. Dans les CKs

Au cours de ce travail, nous avons mesuré les abondances modales des CAIs dans 18 CKs (Tab. III.10). Aucun CAI n'a été observé dans les sections de Kobe (0,56 cm²), NWA 2519 (1,41 cm²), EET 90007 (1,25 cm²) et LEW 87009 (0,77 cm²). Pour les autres CKs, les valeurs d'abondances modales varient entre 0,1% dans Maralinga et Karoonda, et 16,4% dans NWA 4423 (Tab. III.10). En se basant sur nos mesures d'abondances modales de CAIs et en dépit des types pétrologiques ainsi que de la taille des surfaces observées, il semblerait qu'il existe deux groupes distincts de CK, l'un ne contenant pas ou très peu de CAIs (< 3%), l'autre pouvant contenir jusqu'à plus de 15% de CAIs (Tab. III.10, Fig. III.40). La gamme de variation des abondances modales de CAIs des CKs « riches » en CAIs (DAG 431, NWA 1559, NWA 4724, NWA 4425, NWA 4423, NWA 4770 et TNZ 057) est similaire à celle mesurée dans les CVs (Fig. III.40).

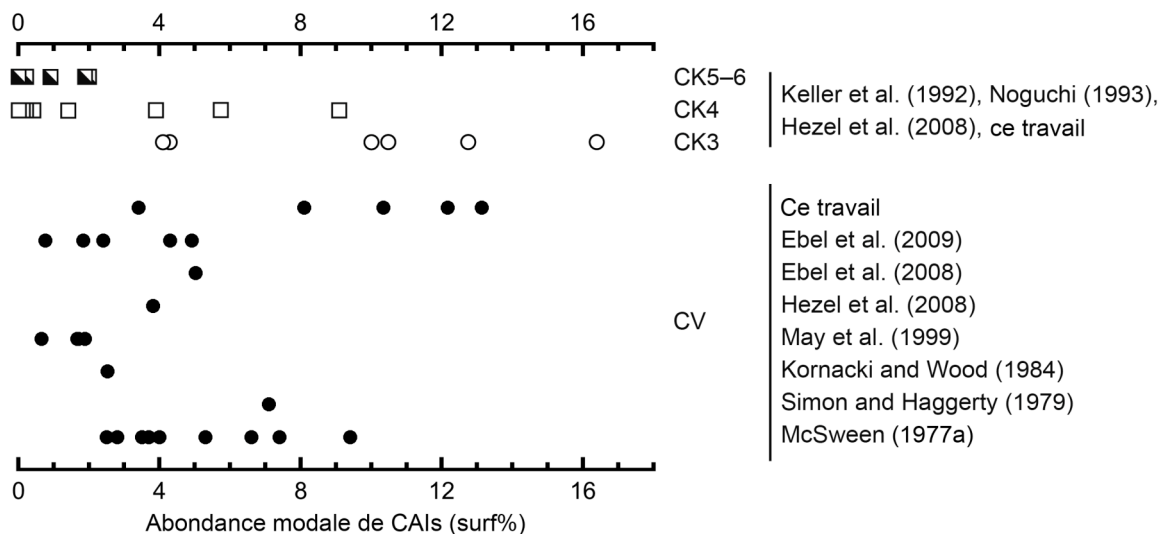


Figure III.40 : Compilation des valeurs d'abondances modales de CAIs mesurées dans les CVs et les CKs analysées au cours de ce travail et des valeurs de la littérature.

Le nombre de CAIs à grains fins observé dans NWA 4425 (116) et TNZ 057 (3024) est suffisamment important pour que les diagrammes de distribution de tailles soient représentatifs de la météorite étudiée (Fig. III.39). La distribution des tailles de CAIs pour ces deux météorites suit une loi log-normale, avec un pic entre 250 et 375 µm suivi d'une diminution monotone. La valeur moyenne des rayons équivalents des CAIs à grains fins est

d'environ 445 μm dans NWA 4425 et 490 μm dans TNZ 057. Entre 20 et 25% des CAIs à grains fins dans NWA 4425 et TNZ 057 ont des rayons équivalents inférieurs à 250 μm (Fig. III.39).

Malgré leur petit nombre, la présence de CAIs à gros grains fait augmenter de façon significative les valeurs globales d'abondances modales de CAIs. Cela s'explique par les tailles importantes des CAIs à gros grains (entre 0,18 dans Karoonda et 21,73 mm dans TNZ 057, en diamètre équivalent) par rapport à celles des CAIs à grains fins. Parmi toutes les CVs et les CKs étudiées, TNZ 057 contient le CAI à gros grains le plus large (diamètre équivalent 21,73 mm). Karoonda est la seule CK observée ne contenant que des CAIs à gros grains (Tab. III.10).

III.III.2. Textures et minéralogie

III.III.2.1. Le plagioclase

Tous les CAIs observés contiennent du plagioclase. Tout d'abord, des cristaux automorphes primaires ont été observés dans les CAIs des CK3. Sous formes de lattes, ces plagioclases ont des tailles variant entre 20 et 500 μm , ne contiennent ni vésicules ni inclusions de minéraux opaques, et sont la plupart du temps situés au cœur des CAIs (Fig. III.41, III.42a,b).

Le second type de plagioclase est similaire en taille et en aspect à ceux présents dans la matrice. Ils mesurent entre 30 et 200 μm , contiennent de petites inclusions d'oxydes et sont présents sur les parties externes des CAIs (Fig. III.42b,e).

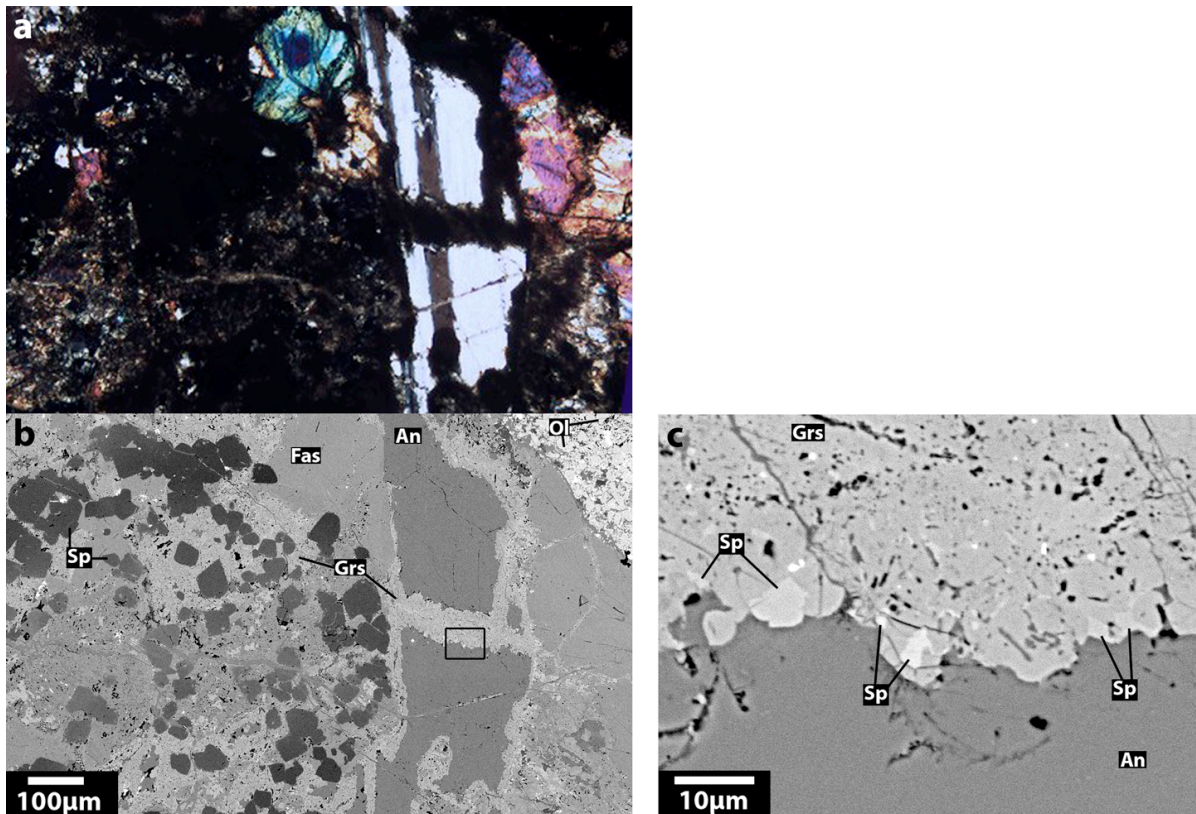


Figure III.41 : Zone du CG2-CAI dans DAG 431 (CK3-an) composée de fassaite (Fas), de spinelle (Sp), d'anorthite (An), de grossulaire (Grs) et d'olivine (Ol). (a) Image en lumière polarisée dans laquelle on peut observer les macles polysynthétiques caractéristiques du plagioclase. (b) Image BSE de la même zone que celle de l'image (a). Du grossulaire secondaire entoure et recoupe le cristal d'anorthite primaire. Le coin supérieur droit de l'image, composé de grains d'olivine, correspond à la matrice. Le zoom de la région encadrée correspond à l'image (c). L'image BSE (c) montre la présence de nombreux grains de spinelle secondaire de tailles inférieures à 10 µm au contact entre l'anorthite primaire et le grossulaire secondaire. Ces spinelles sont riches en fer et ont des rapports Mg/Fe légèrement variables, ce qui explique les nuances de gris. Le grossulaire est vésiculé et contient des micro-inclusions d'ilménite et de sulfure.

Comme l'ont décrit Scott and Taylor (1985), Geiger and Bischoff (1991) et Noguchi (1993), les compositions des plagioclases dans les CAIs sont très variables. Elles varient entre An₃₅–An₁₀₀ dans DAG 431, An₁₉–An₃₆ dans NWA 4425, An₁₅–An₈₆ dans NWA 4724, An₄₀–An₁₀₀ dans Karoonda et An₂₇–An₉₉ dans TNZ 057. La teneur en K₂O des plagioclases varie entre 0 et 0,5 wt% dans les CK3 et entre 0 et 1,0 wt% dans les CK4. Nous avons aussi mesuré jusqu'à 0,5 wt% de MgO dans les plagioclases des CK3 et jusqu'à 0,7 wt% dans ceux des CK4. De plus, la quantité de FeO est non négligeable, jusqu'à 1,4 wt% dans les CK3 et entre 0,1 et 0,8 wt% dans les CK4. Des analyses représentatives de plagioclase sont présentées dans le tableau III.11.

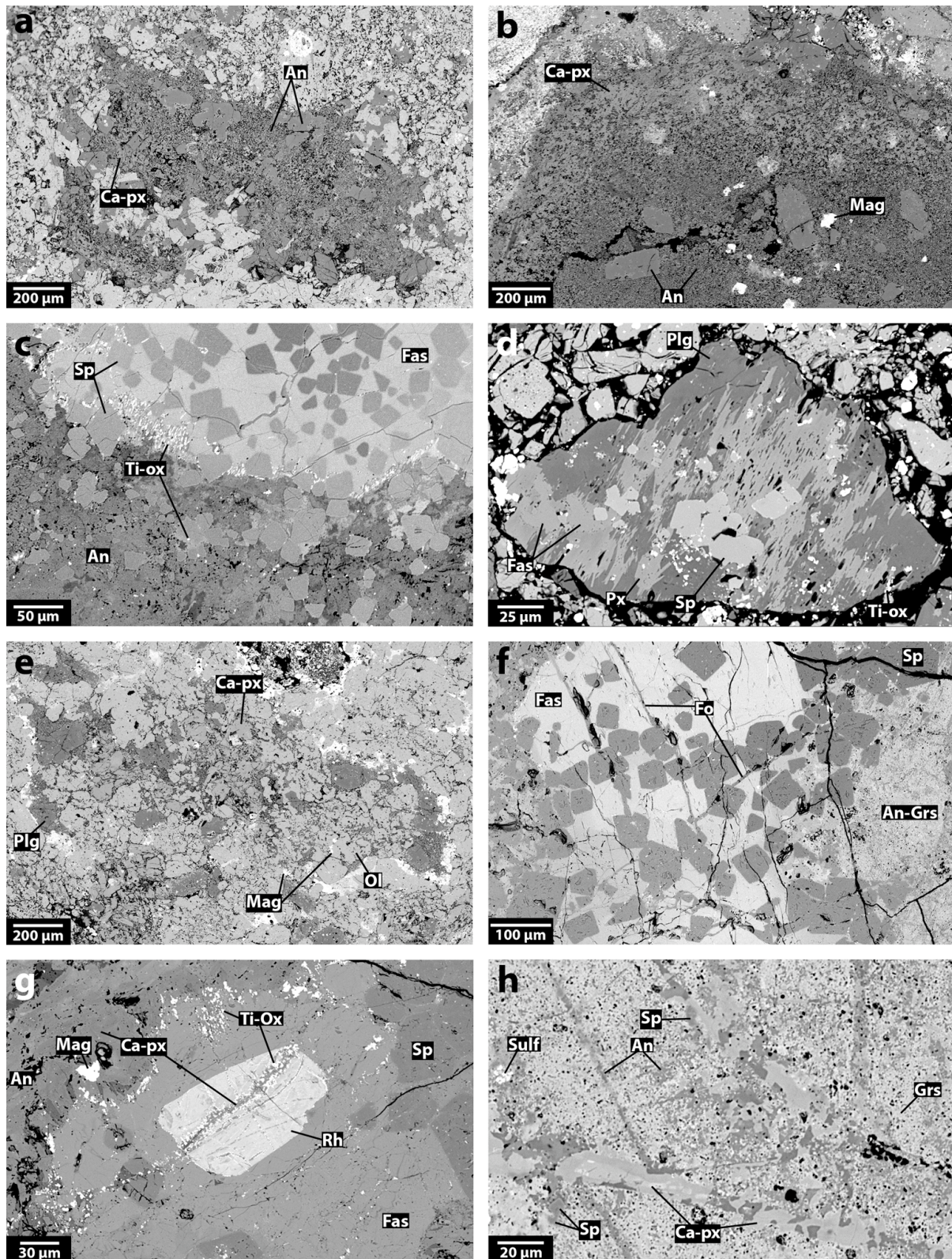


Figure III.42 : Images BSE de CAIs dans différentes CKs. (a) CAI à grains fins dans NWA 1559 (CK3), composé d'anorthite et de pyroxène calcique. (b) CAI à grains fins dans NWA 4724 (CK3.8). Le cœur de ce CAI est composé de lattes et de cristaux fins d'anorthite ainsi que de quelques grains de magnétite. Le pyroxène calcique est situé sur les bords du CAI. (c) Partie d'un CAI à gros grains dans DAG 431 (CK3-an) composé d'un assemblage primaire spinelle-fassaite-anorthite. Les spinelles sont chimiquement zonés. Le bord du cristal de fassaite est marqué par la présence de cristaux d'ilménite et de titanomagnétite allongés perpendiculairement au contact anorthite-fassaite, cristaux entourés par de l'anorthite, du pyroxène calcique et une phase poreuse non identifiée riche en potassium. (d) CG3-CAI dans Karoonda (CK4) composé d'un assemblage spinelle-

fassaite-anorthite-pyroxène. Les cristaux de spinelle sont chimiquement équilibrés et ont des compositions proches du pôle hercynite. Deux grains reliques de fassaite sont également présents. Ce CAI contient également des oxydes riches en titane. (e) CAI à grains fins recristallisé dans TNZ 057 (CK4), composé de plagioclase, de pyroxène calcique, d'olivine et de magnétite. L'olivine et le plagioclase sont chimiquement équilibrés avec ceux de la matrice. (f) Partie du cœur du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Un mélange à grains fins d'anorthite et de grossulaire secondaire englobe les cristaux primaires de spinelle et de fassaite. Plusieurs veines riches en forstérite recoupent ces cristaux primaires. (g) Partie du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4) à l'interface cœur-manteau. Le manteau correspond au coin supérieur gauche de l'image et est composé de pyroxène calcique, de quelques cristaux de plagioclase et de minéraux opaques. Des veines riches en pyroxène calcique recoupent l'assemblage primaire spinelle-fassaite-rhönite. De nombreux oxydes titanifères allongés sont présents perpendiculairement à l'interface fassaite-pyroxène calcique et au niveau des veines secondaires recoupant les cristaux de rhönite. (h) Zoom dans le cœur du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4) où des veines riches en pyroxène calcique et en anorthite recoupent le mélange à grains fins anorthite-grossulaire. Ca-px : pyroxène calcique ; An : anorthite ; Mag : magnétite ; Sp : spinelle ; Fas : fassaite ; Ti-ox : oxyde riche en titane ; Plg : plagioclase ; Ol : olivine ; Fo : forstérite ; Grs : grossulaire ; Px : pyroxène ; Rh : rhönite ; Sulf : sulfure.

	DAG 431	NWA 4425	Karoonda		TNZ 057	
	(cristal primaire)				(cœur CGI- CAI)	
SiO ₂	43,03	60,92	59,00	42,58	49,87	43,16
TiO ₂	0,05	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	35,08	24,33	26,02	35,67	32,31	36,45
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,03	0,01	0,09	0,00
FeO	0,02	0,75	0,47	0,54	0,64	0,13
NiO	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00
MgO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
CaO	19,80	6,12	7,98	20,32	15,07	20,31
NaO	0,06	7,78	6,89	0,00	2,72	0,07
K ₂ O	0,00	0,47	0,36	0,00	0,08	0,01
Total	98,22	100,45	100,75	99,17	100,87	100,14
Nombre de cations sur la base de 8 oxygènes						
Si	2,029	2,708	2,624	1,998	2,261	1,999
Ti	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	1,949	1,275	1,364	1,972	1,727	1,990
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000
Fe ²⁺	0,001	0,028	0,018	0,021	0,024	0,005
Ni	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,011	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Ca	1,000	0,292	0,380	1,022	0,732	1,008
Na	0,006	0,670	0,594	0,000	0,239	0,007
K	0,000	0,027	0,020	0,000	0,005	0,001
Σ cations	4,998	5,002	5,001	5,015	4,995	5,010
Rapport cationique Ca:Na:K						
An	99,4	29,5	38,2	100,0	75,0	99,2
Ab	0,6	67,8	59,8	0,0	24,5	0,7
Or	0,0	2,7	2,0	0,0	0,5	0,1

Tableau III.11 : Analyses représentatives de plagioclase mesurées à la microsonde électronique dans des CAIs de DAG 431 (CK3-an), NWA 4425 (CK3.8), Karoonda (CK4) et TNZ 057 (CK4).

Le manteau du CGI-CAI de TNZ 057 contient du plagioclase interstitiel. Certains de ces plagioclases ont des compositions proches de l'anorthite pure (An_{97,7±0,5}) alors que d'autres sont plus sodiques (An_{42,1±13,4}) (Fig. III.43). Les plagioclases de la partie interne du manteau ont des compositions plus homogènes (An_{59,6–97,1}) par comparaison à ceux de la partie externe (An_{38,0–98,0}). Le cœur du CGI-CAI contient de fins cristaux d'anorthite d'aspect fibreux (An_{99,4}) (Fig. III.42h, III.43). Des veines d'anorthite de largeurs inférieures à environ 5 µm recoupent également le grossulaire présent dans le cœur de ce CAI (Fig. III.42h).

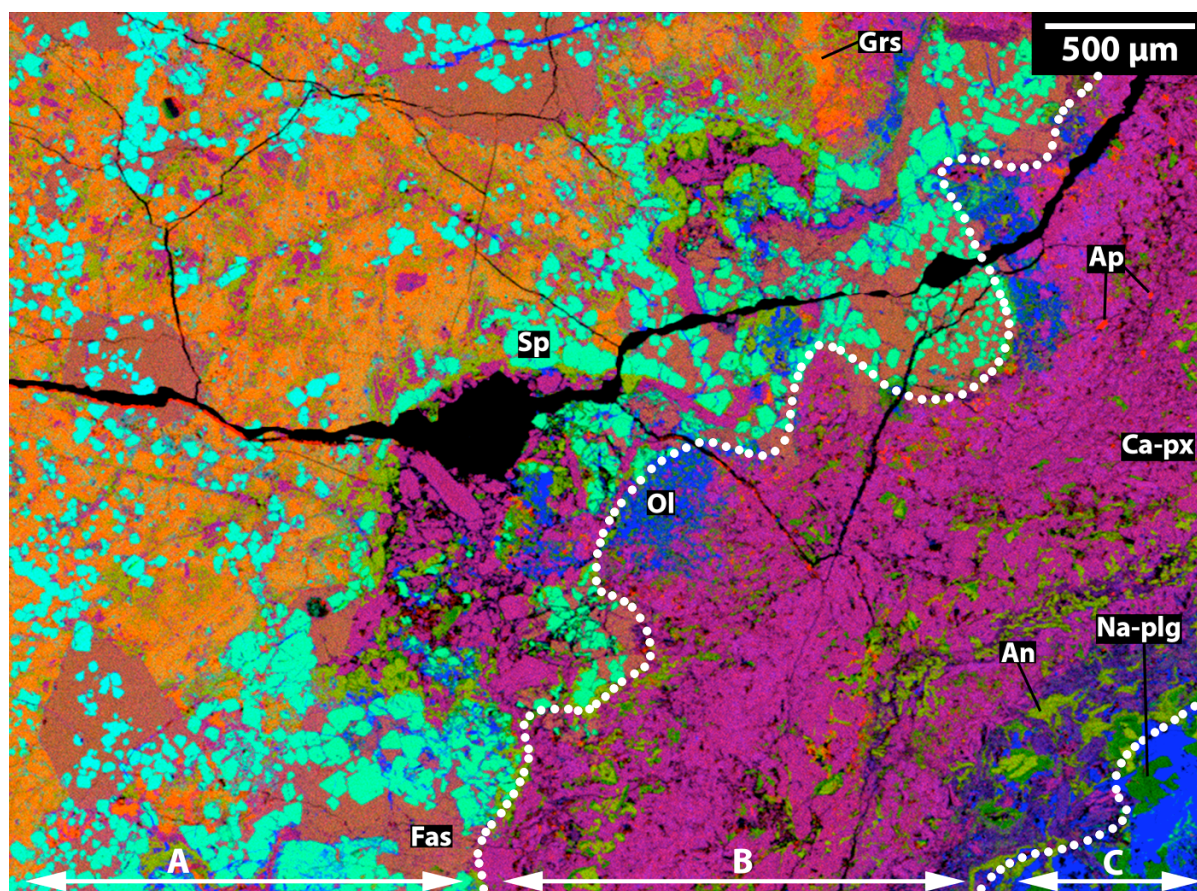


Figure III.43 : Cartographie WDS composite en fausses couleurs (R=Ca, V=Al, B=Mg) d'une partie du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Fassite (Fas), spinelle (Sp), pyroxène calcique (Ca-px), anorthite (An), plagioclase sodique (Na-plg), grossulaire (Grs), olivine (Ol) et apatite (Ap). (A) cœur du CAI, (B) manteau à gros grains et (C) matrice hôte. Une zonation chimique en fer est visible dans le spinelle et dans le pyroxène de la partie externe du manteau à gros grains. L'assemblage secondaire à grains fins anorthite-grossulaire englobe l'assemblage primaire fassite-spinelles automorphes. Les veines qui recoupent les spinelles sont forstéritiques alors que celles recoupant le grossulaire et la fassite sont composées d'anorthite et de pyroxène calcique.

III.III.2.2. Le pyroxène calcique

Après le plagioclase, le pyroxène calcique est la seconde phase la plus abondante observée dans les CAIs. De compositions variant entre $\text{En}_{40,5}\text{Fs}_{9,0}\text{Wo}_{50,5}$ et $\text{En}_{58,6}\text{Fs}_{16,9}\text{Wo}_{24,5}$, le pyroxène calcique peut contenir jusqu'à 7,9 wt% d' Al_2O_3 et 3,3 wt% de TiO_2 . Des analyses représentatives sont présentées dans le tableau III.12.

La plupart des CAIs à grains fins contiennent, dans des proportions variables, du pyroxène calcique (Fig. III.42a,b et e). Dans ce type de CAI, ce minéral est présent sous forme de lattes (2–350 μm) ou de cristaux arrondis (5–20 μm). Nous avons également observé des cristaux zonés de pyroxène calcique (cœurs riches en MgO et bordures riches en FeO) dans certains CAIs à grains fins de CK3 et de CK4.

	Pyroxène calcique				Fassaite				Pyroxène pauvre en calcium	
	NWA 4724	NWA 4423	TNZ 057		DAG 431	Karoonda	TNZ 057		Karoonda	TNZ 057
			(manteau du CGI-CAI)	(veines cœur du CGI-CAI)			(cœur du CGI-CAI)	(cœur du CGI-CAI)		
SiO ₂	50,86	53,54	49,38	52,91	40,36	38,67	29,85	37,66	53,10	50,87
TiO ₂	0,57	0,09	2,15	0,72	2,41	2,22	2,30	1,39	0,08	0,07
Ti ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,12	4,86	18,64	10,51	n.a.	n.a.
Al ₂ O ₃	5,08	0,67	5,28	2,03	18,09	19,41	19,75	16,81	4,25	8,80
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,06	0,01	0,08	0,07	0,10	0,05	0,11	0,12
FeO	4,34	7,14	5,04	2,28	0,00	0,47	0,07	0,05	16,45	13,44
Fe ₂ O ₃	0,55	0,00	0,74	0,54	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,08
NiO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,12	0,04
MnO	0,13	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,26	0,00
MgO	13,89	13,81	12,81	16,01	10,37	9,09	5,22	8,93	25,64	26,39
CaO	24,91	24,59	25,27	25,80	25,17	25,02	23,98	24,52	0,28	0,14
NaO	0,04	0,13	0,15	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,09	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00
Total	100,46	99,98	100,92	100,33	99,62	99,82	99,99	99,96	100,40	99,99
<i>Nombre de cations sur la base de 6 oxygènes</i>										
Si	1,867	1,990	1,820	1,929	1,485	1,428	1,140	1,403	1,912	1,813
Ti ⁴⁺	0,016	0,003	0,060	0,020	0,067	0,062	0,066	0,039	0,002	0,002
Ti ³⁺	-	-	-	-	0,078	0,121	0,482	0,265	-	-
Al	0,220	0,029	0,229	0,087	0,784	0,845	0,890	0,738	0,180	0,370
Cr	0,003	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003
Fe ²⁺	0,133	0,222	0,155	0,069	0,000	0,014	0,002	0,002	0,495	0,401
Fe ³⁺	0,015	0,000	0,020	0,015	-	-	-	-	0,000	0,002
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001
Mn	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,008	0,000
Mg	0,760	0,765	0,704	0,870	0,569	0,500	0,298	0,496	1,376	1,401
Ca	0,980	0,979	0,998	1,008	0,992	0,990	0,982	0,979	0,011	0,005
Na	0,003	0,009	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000
Σ cations	4,001	3,997	4,000	3,999	3,977	3,963	3,867	3,926	3,998	4,000

Tableau III.12 : Analyses représentatives de pyroxène mesurées à la microsonde électronique dans des CAIs de DAG 431 (CK3-an), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9), Karoonda (CK4) et TNZ 057 (CK4).
n.a. : non analysé.

Dans le CGI-CAI de TNZ 057, des veines riches en pyroxène calcique d'environ 15 µm de large et jusqu'à 1 mm de long recoupent la fassaite, la rhönite et le grossulaire (Fig. III.42g,h, III.43). La composition de ces veines est $\text{En}_{49,7\pm 5,4}\text{Fs}_{2,1\pm 1,9}\text{Wo}_{48,2\pm 3,5}$, avec des quantités significatives d' Al_2O_3 ($3,9\pm 1,6$ wt%) et de TiO_2 ($1,3\pm 0,7$ wt%). Le manteau à gros grains de ce CGI-CAI contient environ 90% de pyroxène calcique, présent soit sous forme de cristaux irréguliers de tailles variant entre 10 et 50 µm, soit plus localement sous forme de cristaux arrondis d'environ 300 µm (Fig. III.43). Comparés à ceux situés dans le cœur du CGI-CAI, les pyroxènes calciques du manteau sont plus riches en fer ($\text{En}_{41,9\pm 1,7}\text{Fs}_{8,1\pm 1,3}\text{Wo}_{50,0\pm 0,4}$). Les teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 de ces pyroxènes diminuent depuis la partie interne vers la partie externe du manteau, respectivement de 5,3 à 2,0 wt% et de 2,2 à 0,1 wt%.

III.III.2.3. La fassaïte

La fassaïte, de formule structurale $\text{Ca}(\text{Mg,Ti,Al})(\text{Al,Si})_2\text{O}_6$, n'est présente que dans les CAIs à gros grains, sous forme de plages pouvant avoir des tailles millimétriques (Fig. III.42c,f,g, III.43, III.44). Dans les CK3, la fassaïte contient 5,2 à 11,5 wt% de TiO_2 , 15,8 à 21,9 wt% d' Al_2O_3 et 6,6 à 11,0 wt% de MgO . Les compositions varient d'un CAI à l'autre mais sont très similaires dans tous les grains d'un même CAI. Des analyses représentatives sont données dans le tableau III.12.

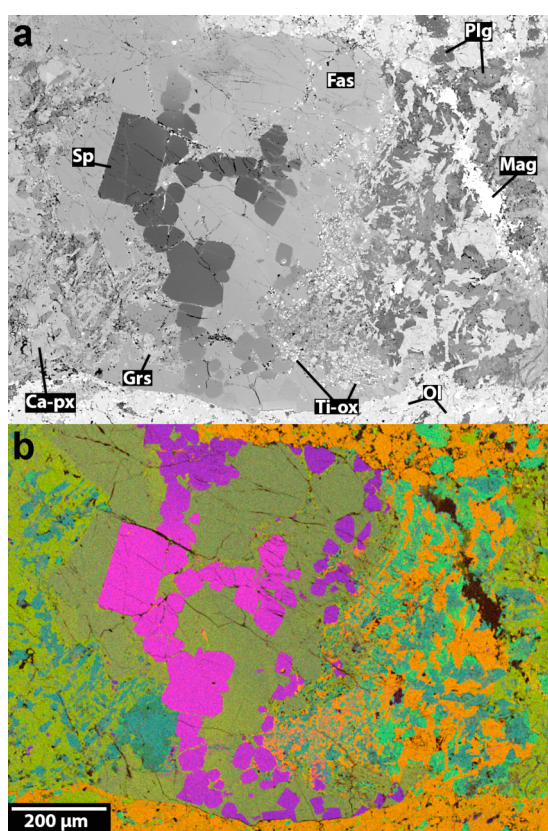


Figure III.44 : (a) Image BSE et (b) cartographie chimique composite EDS en fausses couleurs (R=Fe, V=Al, B=Mg) d'une partie du CG2-CAI de DAG 431 (CK3-an). La zonation chimique visible dans le spinelle est due à la diffusion du fer depuis l'olivine de la matrice vers l'intérieur du CAI.

Fassaïte (Fas), spinelle (Sp), plagioclase (Plg), grossulaire (Grs), oxydes riches en titane (Ti-ox.) et magnétite (Mag).

Environ 25% du cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 est composé de nodules de fassaïte (Fig. III.43). Les cristaux contiennent $16,5 \pm 2,5$ wt% de TiO_2 et $18,9 \pm 1,2$ wt% d' Al_2O_3 . Les cartographies élémentaires EDS révèlent une distribution hétérogène en TiO_2 (2,5 wt% au maximum) également visible en BSE lors de l'accentuation du contraste (Fig. III.45). Les bordures de ces cristaux sont aussi fréquemment destabilisées en un assemblage composé de diopside et d'ilménite.

Le CG3-CAI dans Karoonda contient des grains reliques de fassaite dont les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et FeO sont respectivement de $6,9 \pm 0,4$ wt%, $19,4 \pm 0,1$ wt%, et $0,5 \pm 0,0$ wt% (Fig. III.42d).

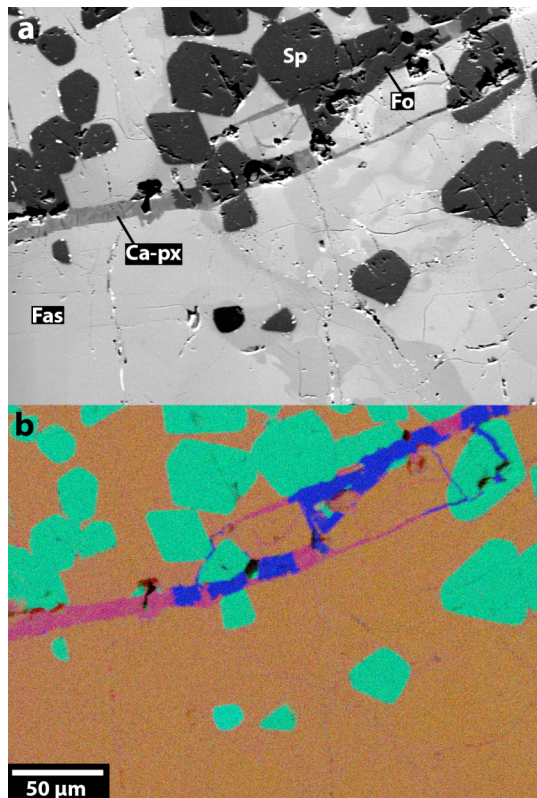


Figure III.45 : (a) Image BSE et (b) cartographie chimique composite EDS en fausses couleurs (R=Ca, V=Al, B=Mg) d'une région à fassaite (Fas), spinelle (Sp), pyroxène calcique (Ca-px) et forstérite (Fo) du cœur du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Les veines secondaires de pyroxène calcique et de forstérite recoupent l'assemblage primaire fassaite-spinelle. La forstérite est systématiquement au contact avec des grains de spinelle. La zonation « marbrée » dans la fassaite est due à une variation des teneurs en TiO_2 .

III.III.2.4. Le pyroxène pauvre en calcium

Des cristaux de pyroxène pauvre en calcium ont été observés dans des CAIs de NWA 4425, NWA 4724, Karoonda et TNZ 057. Des analyses représentatives sont données dans le tableau III.12. Les cristaux ont des tailles variant entre ~ 3 et ~ 20 μm, sont souvent présents sous forme de lattes, et semblent appartenir à la minéralogie primaire des CAIs. Dans les CK3–4, les pyroxènes pauvres en calcium ont des compositions constantes en MgO ($26,9 \pm 0,9$ wt%), FeO ($14,3 \pm 1,2$ wt%) et CaO ($0,4 \pm 0,3$ wt%), et contiennent également du Cr_2O_3 ($0,1$ – $0,7$ wt%) et du MnO ($0,1$ – $0,3$ wt%).

Tous les cristaux analysés contiennent des quantités significatives d' Al_2O_3 , $3,9$ – $5,2$ wt% dans NWA 4425, $4,9$ – $5,5$ wt% dans NWA 4724, $2,8$ – $5,0$ wt% dans Karoonda et $4,5$ – $8,8$

wt% dans TNZ 057. Ces teneurs en Al_2O_3 sont proches de celles des Al-rich, low-Ca pyroxènes décrits par Fuchs (1969) dans une inclusion réfractaire d'Allende (7,5 wt%). Comparés à ce type de pyroxène et à ceux décrits par Rubin (2004) dont les teneurs en Al_2O_3 sont plus importantes (jusqu'à 16,3 wt%), les grains analysés lors de ce travail ont des concentrations en FeO supérieures et des compositions globales proches de celles de cristaux terrestres (Rubin, 2004, et références).

Le CG3-CAI de Karoonda est composé d'environ 30% de pyroxène pauvre en calcium. Ces cristaux sont vésiculés et les contacts avec l'anorthite sont dentelés (Fig. III.42d). Ils contiennent $26,2 \pm 1,0$ wt% de MgO et $15,2 \pm 1,4$ wt% de FeO.

III.III.2.5. La rhönite

La rhönite, de formule structurale $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_6(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{20}$, est une phase accessoire observée uniquement dans le cœur du CGI-CAI de TNZ 057. Les cristaux, d'une taille maximale d'environ 150 μm , ont des contours arrondis et sont inclus dans la fassaite (Fig. III.42g). Des veines larges de quelques microns et composées d'anorthite, de pyroxène calcique et d'ilménite recoupent les cristaux de rhönite. Nous avons aussi observé dans ces cristaux des exsolutions riches en TiO_2 et en FeO. La présence de ces exsolutions de quelques microns de large a rendu impossible l'obtention d'analyses quantitatives correctes de rhönites. Cependant, des analyses semi-quantitatives EDS montrent des variations significatives en CaO (9–14 wt%), Al_2O_3 (15–23 wt%) et TiO_2 (14–26 wt%). Les teneurs en MgO semblent constantes aux alentours de 7 wt%. De plus, les concentrations en FeO de ces rhönites (de 18 à 30 wt%) sont supérieures à celles mesurées dans les rhönites des CAIs d'Allende (0,3–4,2 wt% de FeO) (Fuchs, 1971, 1978; Allen et al., 1978).

III.III.2.6. Le spinelle

Quelques CAIs à gros grains de DAG 431, NWA 1559, Karoonda et TNZ 057 contiennent du spinelle. Les cristaux de spinelle sont inclus dans le plagioclase, la fassaite ou le grossulaire, sont automorphes et ont des tailles variant de 10 à 200 μm (Fig. III.42c,d,f,g,

III.43, III.44, III.45). Dans DAG 431, les spinelles contiennent du TiO_2 (0,2–1,1 wt%) et du Cr_2O_3 (0,2–2,6 wt%). Les teneurs en FeO et en MgO mesurées dans ces cristaux varient respectivement de 4,8 à 21,4 wt% et de 18,1 à 24,4 wt%. Les spinelles aux cœurs des CAIs sont riches en MgO alors que ceux situés plus en bordure ont des compositions plus proches du pôle hercynite. Il est donc possible d’observer dans ces spinelles un front d’interdiffusion Fe/Mg parallèle aux bords des CAIs (Fig. III.42c, III.44). Des analyses représentatives de spinelle sont données dans le tableau III.13.

	DAG 431		Karoonda	TNZ 057 (cœur du CGI-CAI)
SiO_2	0,06	0,00	n.a.	n.a.
TiO_2	0,35	0,30	0,07	0,01
Al_2O_3	62,08	68,51	58,42	63,02
Cr_2O_3	0,25	0,24	0,31	0,22
FeO	20,50	4,83	22,20	16,70
Fe_2O_3	1,00	0,00	3,80	1,60
NiO	0,19	0,02	0,99	0,13
MnO	0,04	0,00	0,11	0,09
MgO	13,74	24,44	11,68	16,05
CaO	0,05	0,02	0,01	0,06
Total	98,27	98,36	97,59	97,88

Tableau III.13 : Analyses représentatives de spinelles mesurées à la microsonde électronique dans des CAIs de DAG 431 (CK3-an), Karoonda (CK4) et TNZ 057 (CK4).
n.a. : non analysé.

Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes				
Si	0,002	0,000	-	-
Ti	0,007	0,006	0,002	0,003
Al	1,954	1,991	1,899	1,957
Cr	0,005	0,005	0,007	0,005
Fe^{2+}	0,458	0,100	0,513	0,031
Fe^{3+}	0,021	0,000	0,080	0,368
Ni	0,004	0,000	0,022	0,003
Mn	0,001	0,000	0,003	0,002
Mg	0,547	0,899	0,480	0,630
Ca	0,001	0,001	0,000	0,002
Σ cations	3,000	3,000	3,006	3,001

Comme dans les CK3, les spinelles présents dans le CGI-CAI de TNZ 057 sont chimiquement zonés (Fig. III.43). Depuis le cœur vers les bordures, les teneurs en FeO et MgO varient respectivement entre 4,7 et 19,5 wt% et entre 24,3 et 14,8 wt%. Dans le cœur de ce CGI-CAI, quelques grains non automorphes d’environ 5 μm sont situés au niveau des veines riches en pyroxène calcique et en anorthite (Fig. III.42h).

Dans le CG3-CAI de Karoonda, les spinelles automorphes sont enrichis en FeO et sont chimiquement équilibrés avec la matrice (Fig. III.42d). Ils contiennent $24,5 \pm 1,0$ wt% de FeO et $11,7 \pm 0,2$ wt% de MgO.

Nous avons aussi observé dans le CG4-CAI de Karoonda et le CGI-CAI de TNZ 057 des plages de spinelle aux contours irréguliers et contenant de nombreuses « imperfections » (Fig. III.46). Ces cristaux ont des tailles pouvant aller jusqu’à 200 μm et sont recoupés par des

veines de forstérite. A l'exception des teneurs en fer, il n'a pas été observé de différences de compositions entre les cristaux automorphes et ceux possédant ces contours irréguliers.

Plusieurs grains de spinelle de 2 à 10 μm sont également présents dans le CG2-CAI de DAG 431 et le CG4-CAI de Karoonda. Ces cristaux riches en fer sont inclus dans du grossulaire et sont situés aux abords de l'anorthite (Fig. III.41).

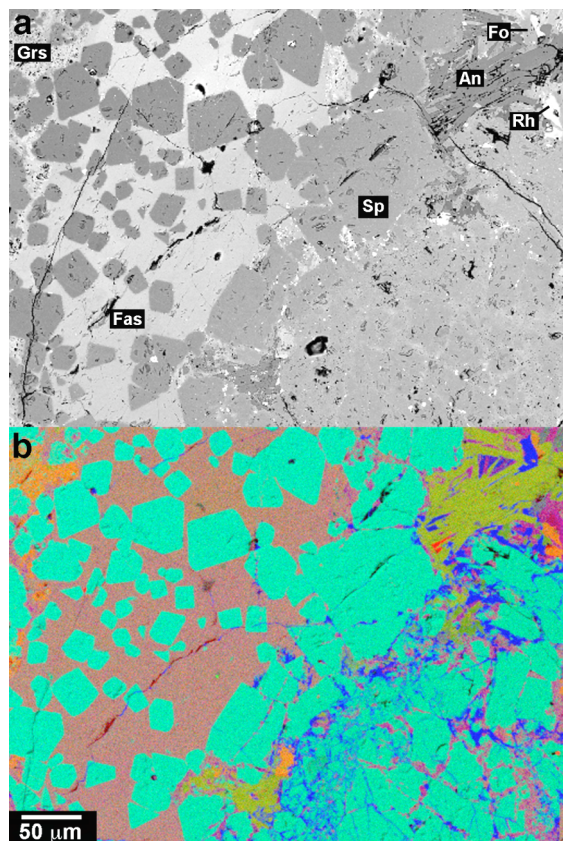


Figure III.46 : (a) Image BSE et (b) cartographie chimique composite EDS en fausses couleurs (R=Ca, V=Al, B=Mg) d'une région à fassaite (Fas), spinelle (Sp), grossulaire (Grs), rhönite (Rh), anorthite (An) et forstérite (Fo) du cœur du CG1-CAI de TNZ 057 (CK4).

Contrairement au reste de l'image qui contient des spinelles automorphes magnésiens, la partie inférieure droite est composée de spinelles non automorphes plus riches en fer et de forstérite interstitielle.

III.III.2.7. Le grossulaire

Nous avons observé du grenat, en quantité abondante, dans un CAI à gros grains de NWA 1559, dans le CG2-CAI de DAG 431, le CG1-CAI de TNZ 057 et le CG4-CAI de Karoonda. La composition de ce grenat est proche du pôle grossulaire. Des analyses représentatives de ces grossulaires sont présentées dans le tableau III.14.

	Grossulaire			Olivine		
	DAG 431	Karoonda	TNZ 057	NWA 4425	TNZ057	
			(cœur du CGI-CAI)		(cœur du CGI-CAI)	
SiO ₂	39,66	37,37	39,24	37,12	37,66	41,04
TiO ₂	0,06	2,19	0,18	0,09	0,00	0,16
Al ₂ O ₃	22,79	19,96	20,90	0,37	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,07	n.a.	n.a.
FeO	0,00	0,95	5,55	28,28	27,23	8,98
Fe ₂ O ₃	0,53	3,79	1,87	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	0,00	0,02	0,03	0,28	0,30	0,16
MnO	0,09	0,03	0,00	0,00	n.d.	0,05
MgO	0,03	2,22	0,46	33,62	34,50	48,33
CaO	37,63	32,93	31,61	0,04	0,10	0,13
NaO	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.
K ₂ O	0,00	n.a.	0,03	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100,80	99,46	99,92	99,87	99,80	98,87
	Nombre de cations sur la base de 12 oxygènes			Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes		
Si	2,961	2,856	2,997	0,995	1,005	1,012
Ti	0,003	0,126	0,011	0,002	0,000	0,003
Al	2,006	1,798	1,882	0,012	0,000	0,001
Cr	0,000	0,000	0,003	0,002	-	-
Fe ²⁺	0,000	0,061	0,355	0,634	0,608	0,185
Fe ³⁺	0,030	0,218	0,107	-	-	-
Ni	0,000	0,001	0,002	0,006	0,006	0,003
Mn	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,003	0,252	0,052	1,344	1,372	1,776
Ca	3,010	2,696	2,587	0,001	0,003	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	-	-	-
K	0,000	-	0,003	-	-	-
Σ cations	8,018	8,010	7,999	2,996	2,994	2,984
	Rapport Fe/(Fe+Mg) (en%)					
	32,1			30,7		
				9,4		

Tableau III.14 : Analyses représentatives de grossulaire et d'olivine mesurées à la microsonde électronique dans des CAIs de NWA 4425 (CK3.8), DAG 431 (CK3-an), TNZ 057 (CK4) et Karoonda (CK4).
n.a. : non analysé.

Le grossulaire est souvent associé à de l'anorthite. Deux relations texturales distinctes peuvent être observées entre ces deux minéraux. Premièrement, des masses irrégulières de grossulaire peuvent entourer de l'anorthite primaire comme dans le CG2-CAI (Fig. III.41). Dans ce cas, grossulaire à des compositions variant entre Gr_{89,4}Py_{10,3} et Gr_{99,2}Py_{0,4}, et contient 0,4–2,5 wt% de FeO et jusqu'à 2,4 wt% de MgO. Deuxièmement, le grossulaire peut être présent sous forme d'un mélange intime à grains fins avec de l'anorthite. Ce mélange englobe du spinelle et de la fassaite, comme cela a été observé dans le CGI-CAI de TNZ 057 et le CG4-CAI de Karoonda (Fig. III.42h, III.43). La composition de ce grossulaire varie de Gr_{72,7}Py_{8,4} à Gr_{99,3}Py_{0,3}. Ce type de grossulaire contient également du TiO₂ (2,19 wt%) et jusqu'à 4,8 wt% de FeO et 4,4 wt% de Fe₂O₃.

III.III.2.8. L'olivine

L'olivine est une phase mineure des CAIs des CKs. De tailles variant entre environ 10 et 150 μm , les cristaux d'olivine ne contiennent, par rapport à ceux de la matrice, quasiment aucune vésicules et inclusions. Quel que soit le type pétrologique, les olivines des CAIs à grains fins ont des compositions chimiques homogènes. Elles sont équilibrées avec la matrice à $\text{Fa}_{31,6\pm1,5}$ et contiennent $0,35\pm0,05$ wt% de NiO. Des analyses représentatives d'olivine sont données dans le tableau III.14. Dans le CGI-CAI de TNZ 057, nous avons observé de l'olivine sous forme de veines recoupant des cristaux de fassaite et de spinelle (Fig. III.45, III.47). Leur composition est forstéritique ($\text{Fa}_{9,9\pm0,5}$), avec $0,15\pm0,6$ wt% de NiO et $0,25\pm0,13$ wt% de TiO_2 .

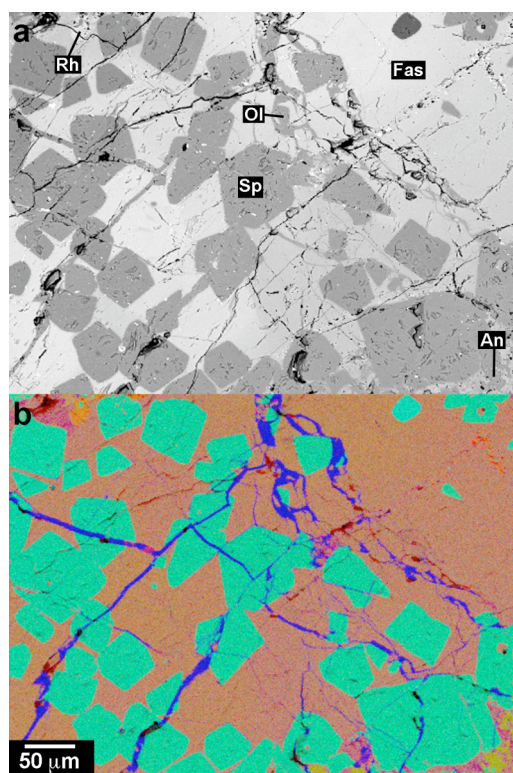


Figure III.47 : (a) Image BSE et (b) cartographie chimique composite EDS en fausses couleurs (R=Ca, V=Al, B=Mg) d'une région du cœur du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4) composée de fassaite (Fas), spinelle (Sp), grossulaire (Grs), rhönite (Rh) anorthite (An) et olivine (Ol). L'assemblage primaire fassaite-spinelle est recoupé par des veines de forstérite.

III.III.2.9. La magnétite

Deux types différents de magnétite ont été observés dans les CAIs des CKs. Le premier est composé de cristaux, parfois automorphes, pouvant mesurer jusqu'à plusieurs

centaines de microns. Le second type de magnétite peut être décrit comme de petites particules (inférieures à 10 μm) situées sur le pourtour des CAIs, le plus souvent en bordure de grains. Nos analyses montrent qu'il n'y a pas de différences de compositions chimiques entre ces deux types de magnétite. Des analyses représentatives sont données dans le tableau III.15. Comme nous l'avons décrit précédemment pour les magnétites des matrices, les magnétites des CAIs sont riches en MgO , Al_2O_3 , TiO_2 et Cr_2O_3 . Dans les CK3, les magnétites ont des concentrations plus élevées en MgO ($1,59\pm 0,85$ wt%), Al_2O_3 ($3,39\pm 0,52$ wt%) et TiO_2 ($1,23\pm 1,04$ wt%) et plus basses en Cr_2O_3 ($2,94\pm 0,92$ wt%) que dans les CKs équilibrées de types 4 à 6 (MgO : $0,18\pm 0,01$ wt% ; Al_2O_3 : $0,81\pm 0,28$ wt% ; TiO_2 : $0,18\pm 0,02$ wt% ; Cr_2O_3 : $3,65\pm 0,18$ wt%).

	NWA 4425	NWA 4422
TiO_2	0,74	0,16
Al_2O_3	3,78	1,07
Cr_2O_3	3,04	3,77
FeO	29,90	30,60
Fe_2O_3	58,60	62,70
NiO	0,44	0,28
MnO	0,15	0,04
MgO	0,98	0,19
Total	97,63	98,81

Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes		
Ti	0,021	0,005
Al	0,171	0,049
Cr	0,092	0,115
Fe^{2+}	0,957	0,990
Fe^{3+}	1,688	1,822
Ni	0,013	0,009
Mn	0,005	0,001
Mg	0,056	0,011
Σ cations	3,003	3,002

Tableau III.15 : Analyses représentatives de magnétites mesurées à la microsonde électronique dans NWA 4425 (CK3.8) et dans NWA 4422 (CK4).

III.III.2.10. Autres phases mineures

Les CAIs observés contiennent plusieurs phases mineures, principalement des minéraux opaques. Hormis la magnétite, les minéraux opaques les plus abondants sont les oxydes riches en titane comme l'ilménite ($\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$) et la titanomagnétite ($\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$). Deux sortes d'oxydes titanifères ont été observées, toujours de tailles inférieures à ~ 10 μm . Dans un premier temps, des cristaux automorphes ou subautomorphes d'ilménite et de titanomagnétite ont été observés à l'intérieur des CAIs. Le second type de cristaux d'ilménite

et de titanomagnétite se trouve en bordure de certains grains de fassaite, où ils sont présents sous forme de fins cristaux (inférieurs pour la plupart à 5 μm) présentant un axe d'élongation qui pourrait correspondre à un axe cristallographique de la fassaite (Fig. III.42c). De l'anorthite, du pyroxène calcique et un mélange poreux non identifié riche en potassium entourent ces oxydes (Fig. III.42c). Des analyses représentatives d'ilménite et de titanomagnétite sont données respectivement dans le tableau III.16 et III.17.

	NWA 4422	NWA 2519	Maralinga	TNZ 057	NWA 765	EET 90007	LEW 87009
MgO	1,68	1,79	1,72	3,79	3,97	2,05	2,07
TiO ₂	52,12	53,05	51,07	51,71	37,11	46,80	49,95
Cr ₂ O ₃	0,17	0,17	0,72	0,02	4,29	2,23	1,22
FeO	42,11	43,19	41,02	37,74	20,91	35,55	39,06
Fe ₂ O ₃	2,65	0,76	3,70	5,48	18,38	7,84	4,33
MnO	0,94	0,81	0,68	0,38	0,67	0,59	0,87
NiO	0,02	0,29	0,09	0,05	0,14	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	1,07	0,08	12,59	4,83	1,48
Total	99,71	100,07	100,05	99,25	98,04	99,99	99,02
<i>Nombre de cations sur la base de 3 oxygènes</i>							
Mg	0,063	0,066	0,064	0,142	0,087	0,076	0,078
Ti	0,987	0,995	0,961	0,975	0,815	0,874	0,947
Cr	0,003	0,003	0,014	0,000	0,081	0,044	0,024
Fe ²⁺	0,887	0,901	0,859	0,791	0,637	0,738	0,824
Fe ³⁺	0,050	0,014	0,070	0,103	0,250	0,146	0,082
Mn	0,020	0,017	0,014	0,008	0,016	0,012	0,019
Ni	0,000	0,006	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Al	0,000	0,000	0,031	0,002	0,172	0,141	0,044
Σ cations	2,011	2,003	2,016	2,024	2,059	2,034	2,019

Tableau III.16 : Analyses représentatives d'ilménites mesurées à la microsonde électronique dans NWA 4422 (CK4), NWA 2519 (CK4), Maralinga (CK4), TNZ 057 (CK4), NWA 765 (CK4/5), EET 90007 (CK5) et LEW 87009 (CK6).

	TNZ 057	PCA 82500	EET 90007	EET 87860	LEW 87009
MgO	0,97	0,95	0,17	0,18	0,13
Al ₂ O ₃	3,55	3,36	1,65	1,76	0,52
TiO ₂	4,59	0,60	0,36	0,19	0,25
Cr ₂ O ₃	0,11	2,91	3,82	3,85	3,91
FeO	33,52	30,11	30,31	30,73	30,55
Fe ₂ O ₃	54,61	60,00	60,11	61,60	62,55
MnO	0,12	0,11	0,04	0,07	0,02
NiO	0,31	0,33	0,18	0,23	0,27
SiO ₂	n.a.	0,08	n.a.	0,02	n.a.
CaO	n.a.	0,07	n.a.	0,02	n.a.
Total	97,78	98,51	96,65	98,64	98,20
<i>Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes</i>					
Mg	0,055	0,054	0,010	0,011	0,008
Al	0,160	0,151	0,076	0,080	0,024
Ti	0,132	0,017	0,011	0,005	0,007
Cr	0,003	0,087	0,119	0,117	0,121
Fe ²⁺	1,070	0,958	0,998	0,991	0,997
Fe ³⁺	1,569	1,717	1,780	1,787	1,836
Mn	0,004	0,003	0,001	0,002	0,001
Ni	0,009	0,010	0,006	0,007	0,008
Si	-	0,003	-	0,001	-
Ca	-	0,003	-	0,001	-
Σ cations	3,002	3,002	3,001	3,002	3,002

Tableau III.17 : Analyses représentatives de titanomagnétites mesurées à la microsonde électronique dans TNZ 057 (CK4), PCA 82500 (CK4/5), EET 90007 (CK5), EET 87860 (CK5/6) et LEW 87009 (CK6).
n.a. : non analysé.

Quelques rares cristaux de pérovskite (CaTiO_3) d'une taille maximale de 5 μm sont également présents dans le cœur de certains CAIs à gros grains. A cause de leurs petites tailles, il n'a pas été possible d'obtenir des analyses quantitatives correctes de ces oxydes. Le *CG2*-CAI de DAG 431, le *CG4*-CAI de Karoonda et le *CG1*-CAI de TNZ 057 contiennent également quelques cristaux de sphène ($\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$).

Bien que les sulfures soient rares dans les CAIs des CKs, nous avons observé le même type de phases sulfurées que dans la matrice, à savoir pentlandite, MSS, pyrrhotite et pyrite. Les cristaux mesurent généralement entre 1 et 5 μm . Les sulfures riches en Fe et en Ni contiennent du CaO, de l' Al_2O_3 et du MgO en trace. Des sulfures exotiques dispersés en fines particules (moins de 3 μm) ont aussi été observés dans certains CAIs. Il s'agit de cristaux de PtS (pôle platine de la braggite $(\text{Pt,Pd,Ni})\text{S}$) et de IrAsS (pôle iridium de l'irarsite $(\text{Ir,Ru,Rh,Pt})\text{AsS}$).

Les CAIs contiennent aussi des sulfures de PGE. Ces sulfures de PGE sont les mêmes que ceux observés dans les matrices des CKs : $(\text{Os,Ru,Ir})\text{S}_2$, solution solide entre la laurite (RuS_2) et l'ehrllichmanite (OsS_2). Les grains sont souvent associés à de la magnétite et peuvent atteindre 5 μm de large, même si la plupart sont de l'ordre du micron.

Des phosphates calciques (entre 5 et 60 μm) sont présents dans le manteau à gros grains du *CG1*-CAI de TNZ 057. L'abondance de nombreuses fractures dans ces cristaux a rendu impossible l'obtention d'analyses quantitatives. Les analyses semi-quantitatives EDS montrent des teneurs en P et Cl respectivement d'environ 42 et 7 wt%. Ces phosphates pourraient être des chloroapatites $(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl})$.

Des cartographies en fluorescence X montrent que les manteaux des CAIs à gros grains ainsi que certains CAIs à grains fins sont enrichis en Zn par rapport à la matrice. Cependant, nous n'avons pas trouvé de phase minérale ayant des teneurs significatives en Zn permettant d'expliquer ce phénomène.

Les CAIs de TNZ 057, et plus particulièrement les CAIs à grains fins, contiennent parfois des grains d'Au.

Nous n'avons pas observé de métal dans les CAIs des CKs.

III.III.3. Compositions en terres rares

Nous avons mesuré les teneurs en REEs de plusieurs grains de pyroxène calcique et d'anorthite dans des CAIs à grains fins de NWA 1559 (CK3) et de TNZ 057 (CK4). Nous avons également analysé les teneurs en REEs des fassaïtes, du grossulaire, de l'anorthite et du pyroxène calcique du cœur et du manteau à gros grains du CGI-CAI de TNZ 057. Des analyses représentatives des teneurs en REEs de ces phases sont données dans le tableau III.18 et III.19.

	NWA 1559	TNZ 057			
	plagioclase	plagioclase	pyroxène calcique		
La	2,61	0,24	8,54	4,39	3,19
Ce	7,18	0,73	22,05	13,46	9,97
Pr	0,98	0,13	3,71	2,04	1,65
Nd	4,97	0,61	17,39	11,01	8,74
Sm	1,40	0,33	5,66	4,29	3,08
Eu	0,75	0,25	0,33	0,42	0,70
Gd	1,72	0,37	2,47	5,32	3,93
Tb	0,25	0,07	0,42	0,97	0,69
Dy	1,91	0,55	2,44	7,37	5,04
Ho	0,41	0,09	0,14	1,64	1,09
Er	1,19	0,31	0,27	5,13	3,10
Tm	0,20	0,05	1,08	0,99	0,46
Yb	1,44	0,35	1,06	2,07	3,34
Lu	0,21	0,05	0,03	1,01	0,48

Tableau III.18 : Analyses représentatives des teneurs en terres rares mesurées par LA-ICP-MS dans le plagioclase et le pyroxène calcique de CAIs à grains fins de NWA 1559 (CK3) et de TNZ 057 (CK4). Les valeurs sont données en ppm.

	TNZ 057 (CGI-CAI)				
	pyroxène calcique	plagioclase		grossulaire	fassaïte
	manteau	cœur	manteau	cœur	cœur
La	3,37	1,59	3,56	13,46	2,90
Ce	7,95	4,21	8,80	31,65	10,71
Pr	1,09	0,67	1,28	4,54	2,10
Nd	5,03	3,90	6,06	21,77	13,81
Sm	1,50	1,84	1,56	5,78	5,91
Eu	1,04	1,12	1,56	2,07	0,29
Gd	1,86	2,29	1,35	6,93	9,10
Tb	0,30	0,41	0,20	1,14	1,66
Dy	2,02	2,66	1,51	7,82	12,61
Ho	0,42	0,55	0,33	1,51	2,85
Er	1,31	1,52	0,93	4,34	8,95
Tm	0,17	0,22	0,13	0,57	1,48
Yb	1,24	1,64	0,94	3,46	9,88
Lu	0,15	0,19	0,11	0,62	1,88

Tableau III.19 : Analyses représentatives des teneurs en terres rares mesurées par LA-ICP-MS dans le pyroxène calcique, le plagioclase, le grossulaire et la fassaïte du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Les valeurs sont données en ppm.

III.III.3.1. REEs dans les fassaïtes

Les fassaïtes situées au cœur du CGI-CAI de TNZ 057 sont enrichies en REEs par comparaison aux chondrites CI et ont des spectres similaires à ceux obtenus dans les fassaïtes des CAIs d'Allende (e.g., Simon et al., 1991) (Fig. III.48a). Ces spectres montrent un appauvrissement systématique en LREEs (Light Rare Earth Elements) comparé aux HREEs (Heavy Rare Earth Elements), des rapports La/Yb d'environ 0,19 et une forte anomalie négative en Eu ($\sim 5\text{--}10 \times \text{CI}$). Le spectre le plus enrichi a des teneurs en La et Lu respectivement de $\sim 45 \times \text{CI}$ et de $\sim 245 \times \text{CI}$.

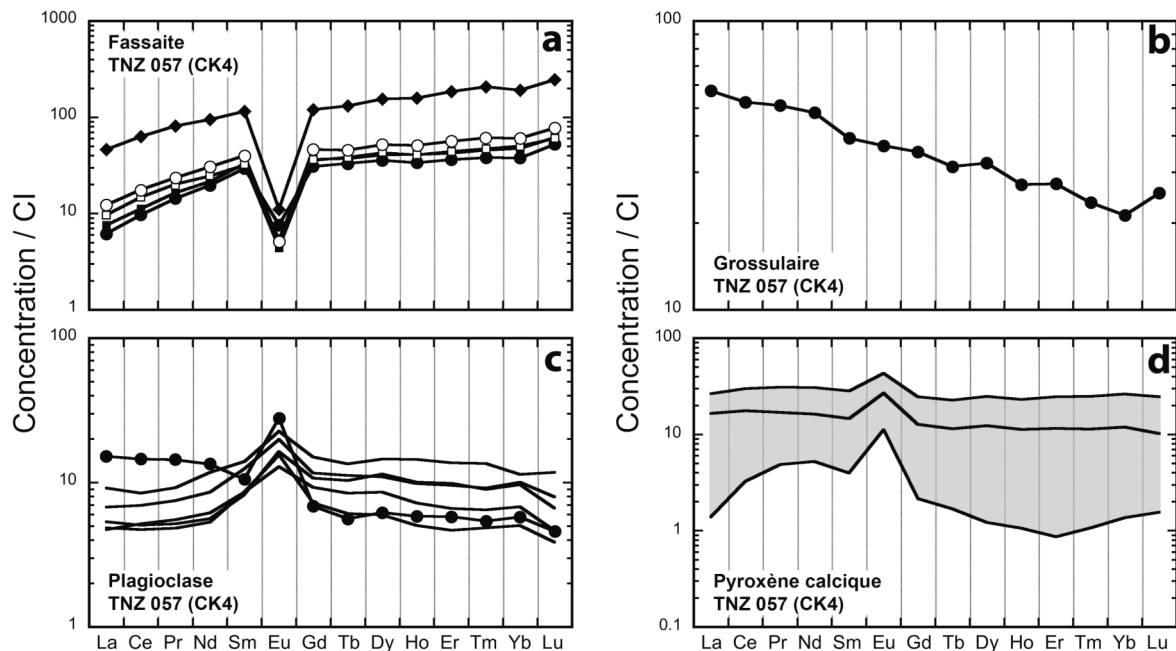


Figure III.48 : Spectres de terres rares construits par normalisation aux CI des concentrations mesurées par LA-ICP-MS dans des minéraux du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Valeurs des CI d'après Anders and Grevesse (1989). (a) Fassaïte. (b) Grossulaire. (c) Plagioclase du cœur et du manteau à gros grains. Les grains de plagioclase sont légèrement appauvris en LREEs par comparaison aux HREEs, à l'exception d'un spectre mesuré dans un grain du manteau (ronds pleins). (d) Pyroxène calcique du manteau à gros grains. Zone grisée : champ des compositions mesurées en REEs, le spectre situé au milieu de cette zone grisée étant défini par les valeurs moyennes de concentration de chaque élément. Les spectres de REEs (c) et (d) sont similaires à ceux des CAIs appartenant au groupe I (Fig. I.4).

III.III.3.2. REEs dans le grossulaire

Malgré la présence de fins cristaux de plagioclase dans le cœur du CGI-CAI de TNZ 057, nous avons réussi à acquérir un spectre de REEs pour le grossulaire (Fig. III.48b).

Ce spectre est linéaire avec une pente négative depuis La ($\sim 60 \times \text{CI}$) jusqu'à Yb ($\sim 20 \times \text{CI}$), suivit d'un léger enrichissement en Lu ($\sim 20 \times \text{CI}$).

III.III.3.3. REEs dans l'anorthite

Nous avons déterminé les concentrations en REEs de l'anorthite dans un CAI à grains fins de NWA 1559 ainsi que dans le CGI-CAI et quelques CAIs à grains fins de TNZ 057. Les spectres de REEs s'étalent entre 1 et $15 \times \text{CI}$ (Fig. III.48c, III.49a).

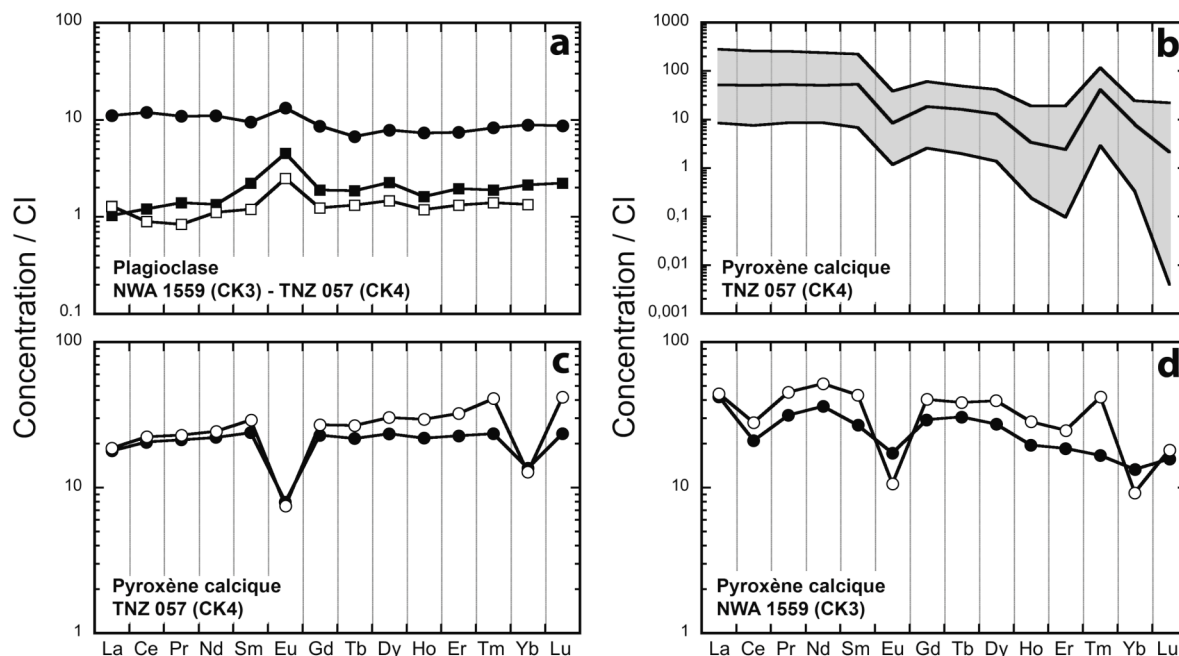


Figure III.49 : Spectres de terres rares construits par normalisation aux CI des concentrations mesurées par LA-ICP-MS dans des minéraux de plusieurs CAIs à grains fins de NWA 1559 (CK3) et de TNZ 057 (CK4). Valeurs des CI d'après Anders and Grevesse (1989). (a) Grain de plagioclase dans un CAI à grains fins de NWA 1559 (cercles pleins) et deux grains différents de plagioclase provenant d'un même CAI à grains fins de TNZ 057 (carrés pleins et remplis). Ces trois spectres sont similaires à ceux des CAIs appartenant au groupe I (Fig. I.4). (b) Pyroxènes calciques. Zone grisée : champ des compositions en REEs mesurées dans différents CAIs à grains fins de TN 057. Le spectre situé au milieu de cette zone grisée est défini par les valeurs moyennes de concentration de chaque élément. Ces spectres sont similaires à ceux des CAIs appartenant au groupe II (Fig. I.4). (c) Deux grains différents de pyroxène calcique provenant d'un même CAI à grains fins de TN 057. Ces spectres sont similaires à ceux des CAIs appartenant au groupe III (Fig. I.4). (d) Deux grains différents de pyroxène calcique d'un même CAI à grains fins de NWA 1559. Ces deux spectres présentent quelques similitudes avec les spectres ultraréfractaires (Fig. I.4).

Tous les spectres montrent une anomalie positive en Eu ($\sim 2,5\text{--}28 \times \text{CI}$) typique des spectres d'anorthite (Brearley and Jones, 1998, et références). Le spectre de REE mesuré dans

le CAI à grains fins de NWA 1559 a une pente proche de 0 entre La ($\sim 11 \times \text{CI}$) et Yb ($\sim 9 \times \text{CI}$) (Fig. III.49a).

Dans TNZ 057, les teneurs en REEs les plus basses ont été mesurées dans un CAI à grains fins (La $\sim 1 \times \text{CI}$, et Yb $\sim 2 \times \text{CI}$) (Fig. III.49a). Les grains d'anorthite analysés dans le manteau à gros grains du *CGI*-CAI de TNZ 057 sont plus enrichis REEs que les grains d'anorthite des CAIs à grains fins (Fig. III.48c, Fig. III.49a). Les spectres de REEs obtenus dans les anorthites des CAIs à grains fins sont très similaires à ceux des CAIs de type I (Fig. I.4).

III.III.3.4. REEs dans le pyroxène calcique

Les spectres de REEs du pyroxène calcique du manteau à gros grains du *CGI*-CAI de TNZ 057 sont enrichis par rapport aux CIs (Fig. III.48d). Ces spectres sont similaires à ceux obtenus pour l'anorthite : léger appauvrissement en HREEs par rapport aux LREEs (La/Yb $\sim 1,42 \pm 0,41$) et anomalie positive en Eu ($\sim 11\text{--}45 \times \text{CI}$). Pour le spectre le moins enrichi, le léger appauvrissement en LREEs et la pente négative entre Nd et Er suivit de la pente positive jusqu'à Lu est simplement dû à l'échelle logarithmique utilisée dans ce diagramme. Tous les spectres montrent un léger appauvrissement en La par comparaison au Ce (Fig. III.48d).

La plupart des spectres obtenus pour des grains de pyroxène calcique sont similaires à ceux définissant le groupe II (Fig. III.49b). Ces spectres sont caractérisés par une abondance similaires de toutes les LREEs (La, Ce, Pr, Nd et Sm) suivit d'une diminution progressive lorsque l'on se déplace vers les HREEs, une anomalie négative en Eu et en Yb, et une anomalie positive en Tm (Fig. I.4) (Mason and Martin, 1977). Les teneurs en LREEs varient entre ~ 10 et $\sim 300 \times \text{CI}$, la valeur du rapport La/Yb étant située entre $\sim 1,5$ et $\sim 26 \times \text{CI}$. Les anomalies en Eu et en Tm varient respectivement entre ~ 1 et $\sim 40 \times \text{CI}$, et ~ 3 et $\sim 115 \times \text{CI}$.

Un CAI à grains fins de TNZ 057 contient des grains de pyroxène calcique montrant des spectres de REEs typiques du groupe III (Fig. I.4), c'est-à-dire un spectre relativement plat avec des anomalies négatives en Eu ($\sim 7,5 \times \text{CI}$) et en Yb ($\sim 13 \times \text{CI}$) (Fig. III.49c).

Un CAI à grains fins dans NWA 1559 contient des grains de pyroxène calcique pour lesquels les spectres de REEs ont de fortes affinités avec les spectres ultraréfractaires (Fig. III.49d) (MacPherson et al., 1988, et références).

La figure III.50 montre quant à elle deux spectres de REEs correspondant à deux grains différents de pyroxène calcique d'un même CAI à grains fins de TNZ 057. Ces deux spectres sont caractérisés par un léger appauvrissement en LREEs suivit d'une pente quasi nulle ($\text{La/Yb} = 0,72 \pm 0,08$) et d'une anomalie négative en Eu ($\sim 12\text{--}15 \times \text{CI}$). Ces caractéristiques sont similaires à celles des spectres de REEs des fassaites (Fig. III.48a).

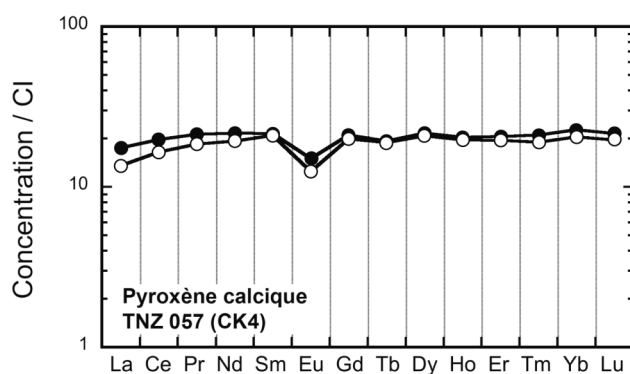


Figure III.50 : Spectres de terres rares construits par normalisation aux CIs des concentrations mesurées par LA-ICP-MS dans deux grains de pyroxène calcique d'un même CAI à grains fins de TNZ 057 (CK4). Valeurs des CIs d'après Anders and Grevesse (1989). Ces spectres présentent les caractéristiques des spectres de fassaites.

III.III.4. Analyses isotopiques Al-Mg

Durant ce travail, nous avons mené une étude exploratoire en collaboration avec Audrey Bouvier (Arizona State University) dans le but de mesurer les compositions isotopiques Al-Mg du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). A l'heure actuelle, aucune étude géochimique des isotopes Al-Mg (^{24}Mg , ^{25}Mg , ^{26}Mg et ^{27}Al) n'a été effectuée dans les CAIs des CKs. Les résultats préliminaires présentés ci-dessous sont donc inédits.

La désintégration radioactive *in situ* de ^{26}Al présent dans les premiers condensats du Système Solaire est à l'origine de la formation d'un excès en ^{26}Mg ($^{26}\text{Mg}^*$) dans les phases riches en Al (mélilite, anorthite, spinelle) par rapport aux phases pauvres en Al. Par conséquent, en l'absence de processus secondaires de rééquilibrage chimique total ou partiel, la quantité de $^{26}\text{Mg}^*$ contraint l'âge de formation de ces objets dans un intervalle de temps de

quelques millions d'années à partir de la synthèse de l' ^{26}Al (^{26}Al se désintègre en ^{26}Mg avec une demi-vie de 0,76 Ma, Tab. I.5). En effet, si l' ^{26}Al était initialement distribué de façon homogène dans la nébuleuse solaire et si le rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ des objets au moment de leur formation a été préservé, le système ^{26}Al - ^{26}Mg peut être utilisé comme un chronomètre. Grâce à sa décroissance rapide, il permet potentiellement de dater des processus ayant eu lieu lors des premiers millions d'années du Système Solaire avec une précision de quelques dizaines de milliers d'années (e.g., MacPherson et al., 1995; Russell et al., 1996, 1997). Dans un diagramme $\delta^{26}\text{Mg}^*$ (écart en ‰ au rapport $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ terrestre équivalant à 0,12932) en fonction du rapport $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$, et si aucune perturbation secondaire n'a eu lieu, les données s'alignent sur une droite (isochrone Al-Mg) de pente proportionnelle au rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ du moment de fermeture du système isotopique Al-Mg. La différence entre ce rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ calculé et le rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ canonique du Système Solaire (= t_0) donne alors un âge relatif de formation, selon l'équation suivante :

$$\Delta t_{\text{éch.}-t_0} (\text{Ma}) = 1/\lambda \times [(^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_{t_0} / (^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_{\text{éch.}}] \quad (9)$$

où λ est la constante de désintégration ($\ln(2)/0,76$). Des valeurs positives de temps correspondent à des âges plus jeunes que ceux des CAIs possédant un rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ canonique.

Avant l'analyse à proprement parlé des isotopes Al-Mg, il était nécessaire de repérer des phases qui pourraient potentiellement contenir des excès de ^{26}Mg . En effet, la quantité de ^{26}Mg produit par la désintégration de l' ^{26}Al étant faible par rapport au ^{26}Mg déjà présent, un excès de ^{26}Mg ne peut être détecté que dans des phases ayant un fort rapport Al/Mg (anorthite, spinelle, fassaite). Dans un premier temps, nous avons donc réalisé une mosaïque BSE et des cartographies chimiques WDS (Ca, Al, Mg et Fe) du CGI-CAI de TNZ 057 (Fig. III.51). Les étapes de repérage des différentes phases ainsi que les analyses de leurs compositions chimiques à la microsonde électronique ont été effectuées au LMV.

Par la suite, les analyses isotopiques ont été réalisées par Audrey Bouvier à Arizona State University par LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) en utilisant un MC-ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune couplé à un système d'ablation laser excimer Photons Machines. Les détails techniques ainsi que les méthodes analytiques utilisées sont brièvement détaillés par Wadhwa et al. (2009).

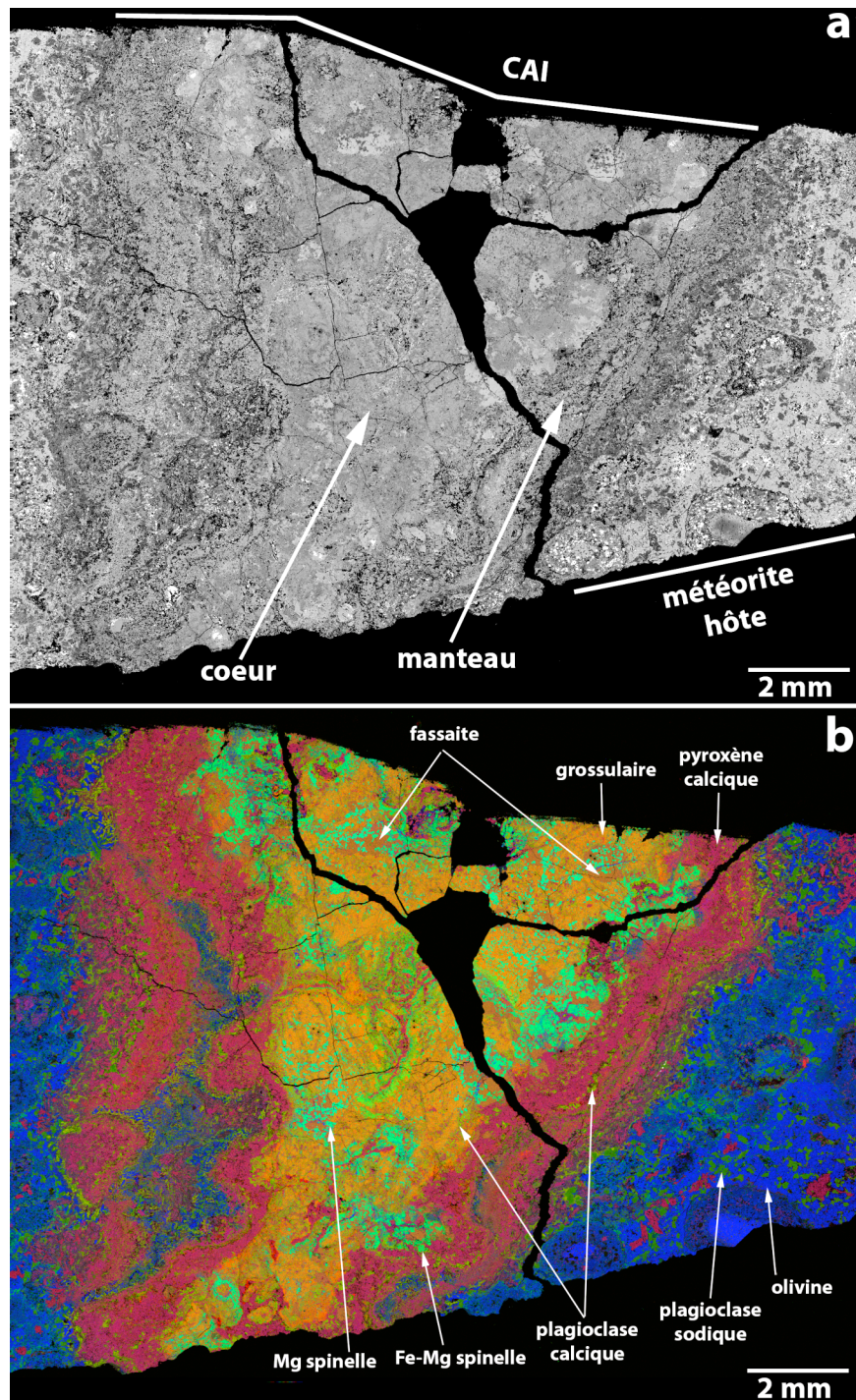


Figure III.51 : Mosaïque BSE (a) et cartographie chimique composite EDS en fausses couleurs ($R=Ca$, $V=Al$, $B=Mg$) (b) du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4).

Les compositions isotopiques obtenues sont présentées dans la figure III.52. Tout d'abord, des mesures acquises dans la partie la plus centrale du cœur du CAI définissent une isochrone quasi canonique (rapport $^{26}Al/^{27}Al$ initial de $4,85 \pm 0,53 \times 10^{-5}$). En considérant un rapport $^{26}Al/^{27}Al$ initial de la nébuleuse solaire de 5.2×10^{-5} (= rapport canonique du Système Solaire), cela correspond à une période formation d'environ 70 000 ans après celle des CAIs

« canoniques ». Le $\delta^{26}\text{Mg}^*$ initial de cette isochrone est par contre négatif, $-0,7\pm0,2\text{‰}$, avec une MSWD (Mean Square Weighted Deviation) de 6,5.

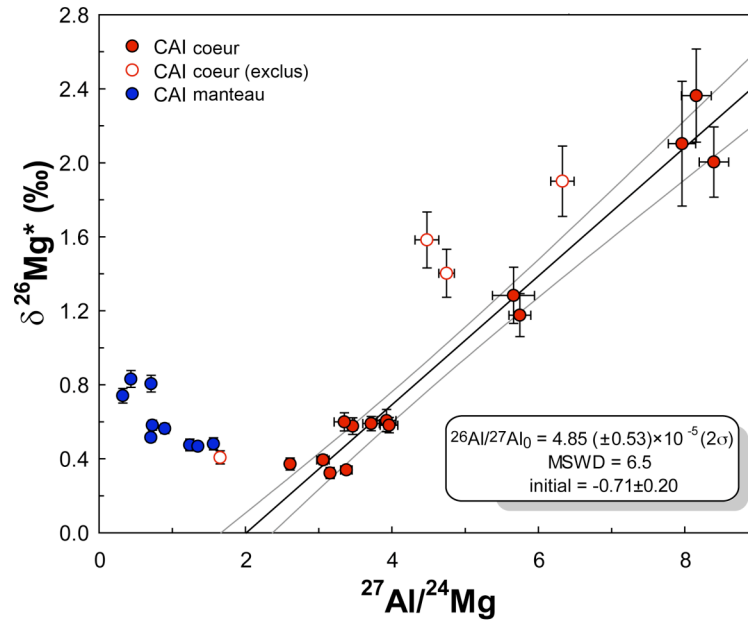


Figure III.52 : Diagramme $\delta^{26}\text{Mg}^*$ vs. $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ dans lequel sont reportées les analyses par LA-MC-ICP-MS de différents minéraux du CGI-CAI de TNZ 057 (CK4). Les barres d'erreurs sur les points et les lignes grises situées de part et d'autre de l'isochrone (ligne continue noire) sont à 2 sigmas.

Par rapport aux analyses précédentes qui définissent une isochrone quasi canonique, les mesures réalisées dans le manteau à gros grains et dans les parties les plus externes du cœur du CGI-CAI montrent de fortes perturbations isotopiques (Fig. III.52). De plus, on observe que le $^{26}\text{Mg}^*$ est en excès dans le manteau.

III.III.5. Discussion

III.III.5.1. Représentativité des abondances modales de CAIs

Contrairement aux études précédentes décrivant les CKs comme étant des météorites systématiquement pauvres en CAIs (e.g., Kallemeyn et al., 1991; Noguchi, 1993; Hezel et al.,

2008), nos résultats montrent qu'au moins une partie des CKs contient une quantité significative de CAIs (Tab. III.10). En effet, même s'il est impossible d'écarter définitivement la possibilité que nos mesures aient pu être biaisées par le fait qu'elles n'ont pas toujours été réalisées sur des surfaces importantes donc représentatives, il semble exister deux types de CK en terme d'abondance de CAIs.

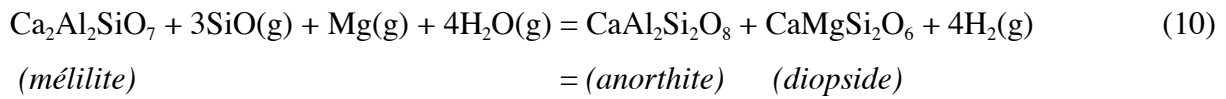
Certaines CKs comme DAG 431 (CK3-an), NWA 1559 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4425 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9), NWA 4770 (CK4), ou encore TNZ 057 (CK4) contiennent de nombreux CAIs. La gamme de variation des abondances modales mesurées pour ce groupe de CK est comparable à celle des CVs. Ces CKs paraissent donc avoir un réel lien génétique avec les CVs. De ce fait, l'abondance de CAI ne doit pas être utilisée comme critère de distinction entre le groupe des CVs et celui des CKs. Ce lien CV-CK semble également confirmé par le fait que les tailles moyennes des CAIs à grains fins augmentent depuis les CVs Allende et NWA 779 jusqu'aux CKs riches en CAIs NWA 4425 (CK3.8) et TNZ 057 (CK4), augmentation pouvant être expliquée par la disparition progressive des plus petits objets par rééquilibrage chimique et textural lors de l'épisode métamorphique des CKs.

Un second groupe de CK contient très peu (< 3%) voir pas de CAIs. Ces faibles abondances modales de CAIs pourraient en partie être expliquées par l'estompement des textures et des contours initiaux des CAIs durant la recristallisation et le rééquilibrage chimique avec la matrice hôte au cours du métamorphisme. Par ailleurs, la présence d'hétérogénéités spatiales de la dispersion des CAIs au sein de ces météorites ne peut pas être exclue, mais paraît cependant peu probable.

III.III.5.2. Processus nébulaires

Les spectres de REEs acquis dans le pyroxène calcique du manteau à gros grains du CGI-CAI de TNZ 057 sont similaires à ceux obtenus pour la mélilite dans les CAIs des CVs (Brearley and Jones, 1998, et références). Or dans la littérature, les spectres de REEs des pyroxènes calciques sont enrichis par rapport aux CIs : ils sont légèrement enrichis en HREEs en comparaison des LREEs et ont une anomalie négative en Eu. Comme l'ont discuté Krot et al. (2004), ces spectres, associés à la présence systématique d'anorthite interstitielle entre les

grains de pyroxène calcique, sont cohérents avec un processus de formation d'anorthite et de pyroxène par réaction entre de la mélilite primaire et un gaz riche en Mg et Si :



Plusieurs modèles pourraient expliquer l'origine d'un manteau de mélilite autour du cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 : (i) la condensation de mélilite autour du cœur par nucléation hétérogène, (ii) l'accrétion tardive directe d'un manteau de mélilite, (iii) la fusion partielle du cœur suivit d'une phase d'évaporation et de recristallisation, et (iv) une cristallisation gaz-solide (Krot et al., 2004). Les processus secondaires qui ont modifié les signatures nébulaires du *CGI*-CAI rendent très compliqué le teste de ces hypothèses. Si l'on considère les modes de formation (i), (iii) et (iv), il est nécessaire d'invoquer une modification importante des conditions physico-chimiques au cours de la formation du *CGI*-CAI (cœur + manteau) afin d'expliquer le fait que la mélilite puisse de nouveau cristalliser alors que le cœur de ce CAI contient des minéraux comme l'anorthite et le pyroxène qui cristallisent notamment à des température plus basses (Fig. I.1, I.2). En considérant une nébuleuse solaire hétérogène en terme de température, de pression et de fugacités de gaz, un transport vers une région dont les conditions physico-chimiques permettent la formation la mélilite est indispensable afin de former ce manteau. Cela impliquerait donc l'existence de processus de transports à grande échelle pendant la formation des CAIs.

III.III.5.3. Altération aqueuse

Malgré le métamorphisme thermique des CKs, des traces d'altération aqueuse persistent dans les CAIs, comme dans le *CG3*-CAI de Karoonda (Fig. III.42d). La déshydratation lors du métamorphisme d'une phase hydratée riche en Mg et en Al (serpentine, saponite) pourrait expliquer la texture fibreuse et les compositions chimiques du pyroxène. Ces minéraux hydratés seraient le résultat de l'altération aqueuse de phases primaires mais des analyses additionnelles sont nécessaires pour connaître l'environnement (nébulaire ou astéroïdal) dans lequel pourrait avoir eu lieu ce processus d'altération. Cependant, à cause de

la grande quantité de pyroxène fibreux pauvre en calcium, nous préférons une origine astéroïdale.

Un second argument fort en faveur de l'existence d'un processus secondaire d'altération sur le corps parent des CKs est la présence au cœur du CGI-CAI de TNZ 057 de veines riches en pyroxène calcique, en anorthite et en olivine (Fig. III.42f–h, III.45, III.47). Limitées au cœur du CAI, ces veines semblent donc ne pas être d'origine terrestre. Ces veines ne sont à priori pas non plus le résultat de veines fondues car aucun enrichissement en éléments incompatibles, par exemple en Mg, n'a été observé et aucune zonation chimique n'est visible à l'interface avec les minéraux hôtes. La variation de la composition minéralogique des veines en fonction du minéral recoupé est un argument en faveur d'un processus de formation par dissolution-recristallisation *in situ* : les veines riches en forstérite à travers les phases riches en Mg (fassaite et spinelle), les veines riches en pyroxène calcique et en anorthite à travers les phases riches en Ca (rhönite et l'anorthite). Ces veines pourraient alors être le produit de l'interaction entre la minéralogie primaire du cœur du CGI-CAI et un agent métasomatique, possiblement un gaz ou un fluide. Dans le cas d'un gaz CO-CO₂ ou riche en S, nous devrions retrouver respectivement des minéraux carbonatés ou des sulfures, ce qui n'est pas le cas. L'agent métasomatique à l'origine de cette altération pourrait donc être aqueux. Du diopside, de l'anorthite et de la forstérite d'origine hydrothermale ont été décrits sur Terre (Python et al., 2007), confirmant ainsi la prédiction de McCollom and Shock (1998) qui suggéraient que de tels minéraux anhydres pouvaient cristalliser à partir d'un fluide à haute température (> 700–800°C). Par conséquent, nous proposons que le cœur du CGI-CAI a pu être soumis à un processus d'altération causé par un agent métasomatique aqueux de HT (fluide ?) provoquant la dissolution de la fassaite, du spinelle, de la mélilite et de la rhönite, puis la cristallisation *in situ* de veines de pyroxène calcique, d'anorthite et de forstérite. Toutefois, les températures invoquées ici semblent être quelque peu supérieures à celles qu'implique la présence ubiquiste de pentlandite dans les CKs (instable au-delà de 610°C, Craig (1973)).

III.III.5.4. Métamorphisme thermique

III.III.5.4.a. CAIs à grains fins

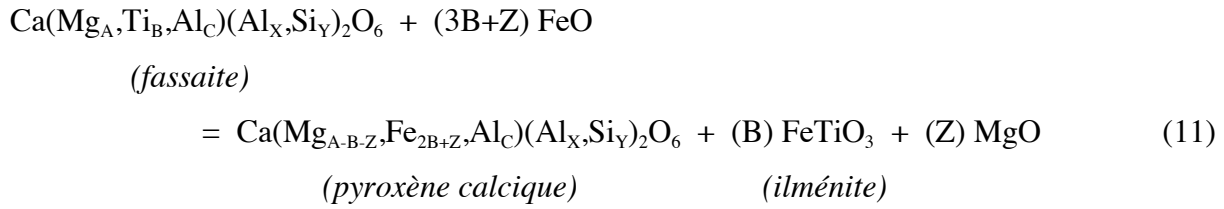
Chimiquement, les CAIs à grains fins dans les CK3–4 sont partiellement équilibrés avec la matrice. Ils sont enrichis en Fe et appauvris en Mg par rapport aux CAIs des CVs à cause de l'interdiffusion Fe/Mg entre la matrice et les CAIs durant le métamorphisme thermique. Comme l'ont décrit Kornacki and Wood (1984) et McGuire and Hashimoto (1989), la diffusion du Ca, de l'Al et du Ti depuis les phases présentes dans les CAIs à grains fins vers la matrice pendant le métamorphisme est à l'origine du remplacement de la pérovskite par de l'ilménite.

Dans les CK4, certains CAIs à grains fins sont recristallisés et forment des assemblages irréguliers de plagioclase + pyroxène calcique +/- olivine +/- pyroxène pauvre en calcium +/- magnétite (Fig. III.42e). Les olivines et les plagioclases recristallisés ont les mêmes textures et compositions chimiques que les grains présents dans la matrice. Ces observations ne semblent pas être cohérentes avec un épisode de choc comme origine du métamorphisme des CKs. En effet, en supposant une origine du « silicate darkening » par mobilisation de phases opaques pendant une fusion induite par choc, l'olivine présente dans les CAIs devrait aussi avoir été affectée par ce processus. Le fait que les olivines des CAIs aient des textures différentes de celles de la matrice semble indiquer que le processus thermique à l'origine du « silicate darkening » a affecté les olivines d'une façon différente, en fonction de leurs compositions chimiques (olivines de la matrice : riches en fer, olivines des CAIs : riches en Mg).

III.III.5.4.b. CAIs à gros grains

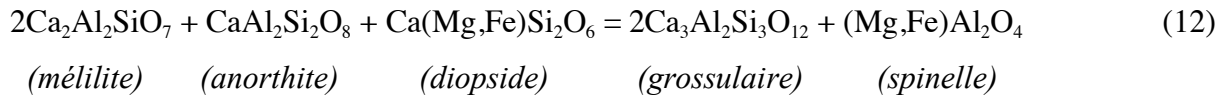
Comme l'indiquent les profils d'interdiffusion Fe/Mg visibles dans le spinelle et le pyroxène, le métamorphisme est à l'origine du rééquilibrage chimique partiel des CAIs à gros grains. Deux CAIs à gros grains dans DAG 431, dont le CG2-CAI, montrent la déstabilisation

de la fassaite en pyroxène calcique et ilménite (ou plus rarement en titanomagnétite) causée par l'enrichissement de fer :



avec $(A + B + C) = (X + Y) = 1$ et $0 < Z < (A-B)$. A cause de la grande taille du CGI-CAI de TNZ 057, cette réaction n'est visible que très localement autour de certains grains de fassaite présents au cœur de ce CAI (Fig. III.42g).

Nous avons aussi observé du grossulaire et du spinelle secondaire comme produits de la réaction d'au minimum deux phases, l'anorthite et le pyroxène calcique (Fig. III.41). En l'absence de monticellite (CaMgSiO_4), nous proposons la réaction suivante, suggérée par Wark (1987), pour produire le grossulaire et le spinelle secondaire :



Cette réaction se produit à des températures inférieures à $\sim 800^\circ\text{C}$, température maximale de stabilité du grossulaire à $P < 1$ kbar. La mélilite comme facteur limitant de la réaction (12) pourrait expliquer l'absence de cette même phase dans les CAIs où cette réaction est visible. Le fait que ces spinelles secondaires aient des compositions proches du pôle hercynite est un argument fort indiquant que la formation de l'assemblage secondaire grossulaire-spinelle est contemporaine de l'équilibration chimique des CAIs pendant le métamorphisme. Nous invoquons une origine similaire pour le grossulaire du CG4-CAI de Karoonda qui coexiste également avec du pyroxène et des spinelles équilibrés non automorphes riches en fer.

Un autre mode de formation du grossulaire a été observé au cours de ce travail. Le cœur du CGI-CAI de TNZ 057 est en grande partie composé de grossulaire alors que la mélilite y est absente. La texture compacte et le contour arrondi de ce cœur suggèrent une formation par cristallisation d'une gouttelette fondue. Largement décrit dans de nombreux

CAIs de CVs (Hutcheon and Newton, 1981; Wark, 1981; Hashimoto and Grossman, 1987; Krot et al., 2004, 2007; Fagan et al., 2005, 2006, 2007; Krot et al., 2009b), le grossulaire est interprété comme une phase secondaire d'altération de la mélilite. Comme l'ont suggéré Krot et al. (2009a) pour un CAI compact de type A, nous proposons une formation du grossulaire en deux étapes pendant un épisode métamorphique associé à la présence de fluide. La mélilite primaire est remplacée par de l'anorthite secondaire, puis l'anorthite néo-formée réagit avec la mélilite restante pour former du grossulaire. Ces réactions sont en accord avec (i) l'abondance de grossulaire en comparaison de celle de l'anorthite, (ii) la texture à grains fins de l'assemblage grossulaire-anorthite, et (iii) l'absence de mélilite, de wollastonite et de monticellite. Au-delà de 800°C, le grossulaire se décompose en un assemblage wollastonite + mélilite + anorthite (Yoder, 1954). La présence seule de grossulaire dans le cœur du *CGI*-CAI impose donc une limite supérieure de température d'environ 800°C pour le métamorphisme de TNZ 057. En utilisant les couples temps-température calculés précédemment à partir de l'étude des profils d'interdiffusion Fe/Mg dans les olivines des chondres, cette température maximale correspond à des durées de métamorphisme entre environ 12 jours et 5 ans en fonction du coefficient de diffusion utilisé. Toutefois, la présence de quelques grains non automorphes de quelques microns de spinelle dans le cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 (Fig. III.42h) indique que la réaction (12) a pu également avoir eu lieu.

III.III.5.5. Classification des CAI des CKs et comparaison aux CAIs des CVs

Tout d'abord, les spectres fractionnés et enrichis de REEs des pyroxènes calciques du manteau à gros grains du *CGI*-CAI de TNZ 057 confirment que ce manteau n'est pas assimilable à de la matrice.

A l'intérieur d'un même CAI à grains fins de TNZ 057, le type de spectre de REEs du pyroxène calcique est constant, similaire aux types I, II ou III précédemment définis par l'étude des inclusions réfractaires dans les CVs. De plus, comme cela a été décrit par Grossman and Ganapathy (1976) dans des CAIs à grains fins d'Allende, les spectres de REEs sont très variables d'un CAI à un autre.

Les spectres de REEs de quelques grains de pyroxène calcique dans un CAI à grains fins de TNZ 057 ont des similarités avec les spectres ultraréfractaires : anomalies négatives en

Ce, Eu et Yb (Fig. III.49d). Nous suggérons que cette signature en REEs est la conséquence de la présence, dans ces grains de pyroxène calcique, de phases réfractaires submicroniques ayant des spectres de REEs ultraréfractaires. Ces phases ultraréfractaires auraient été formées par condensation depuis un gaz qui deviendrait par conséquent appauvri en REEs les plus réfractaires (Lu, Er, Ho et Dy) et à partir duquel se seraient formées, également par condensation, les inclusions de type II (MacPherson, 2003, et références).

Des spectres de REEs sont similaires à ceux décrits dans les fassaites (Fig. II.50). Puisque ces spectres ont été mesurés dans des pyroxènes calciques contenant du fer et des teneurs significatives en Al_2O_3 et en TiO_2 , ces grains pourraient correspondre à d'anciens cristaux de fassaite ayant gardé une signature primitive en REEs malgré leur déstabilisation par diffusion du fer depuis la matrice lors du métamorphisme. En dépit de la recristallisation et du rééquilibrage chimique en éléments majeurs, une partie des teneurs initiales en REEs des CAIs est préservée, et ce probablement à cause de la plus faible vitesse de diffusion des REEs par rapport à celle des éléments majeurs (Cherniak and Dimanov, 2010). Au moins jusqu'aux types 4, les teneurs en REEs semblent donc pouvoir être utilisées pour distinguer la matrice recristallisée des CAIs métamorphiques rééquilibrés. De plus, les concentrations globales en REEs des CKs doivent être contrôlées par la quantité et le type de CAIs présents, comme l'ont suggéré Hirota et al. (2002).

La classification minéralogique des CAIs étant grandement basée sur l'étude des CVs (CAIs non équilibrés), il est difficile d'utiliser pour les CAIs des CKs les terminologies définies dans le chapitre I. Cependant, bien que les CAIs des CKs aient subi d'importantes modifications secondaires, ils présentent tout de même de fortes affinités minéralogiques et chimiques avec les CAIs décrits dans les CVs. Les CAIs à grains fins peuvent être assimilés aux types C, les CAIs à gros grains de Karoonda et de DAG 431 aux types B, et le *CGI*-CAI de TNZ 057 à un type A. Une modification, ou tout du moins une extension, de la classification minéralogique actuelle des CAIs paraît donc nécessaire afin d'inclure les nombreux changements que peuvent subir ces objets au cours d'un processus thermique secondaire corps-parent comme celui ayant affecté des CKs.

III.III.5.6. Résultats préliminaires des analyses isotopiques Al-Mg

Le rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ quasi canonique obtenu dans la partie la plus centrale du cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 se situe dans la gamme de variation des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ mesurés dans les CVs (e.g., MacPherson et al., 1995; McKeegan and Davis, 2003). D'un point de vue minéralogique, chimique (REEs), et donc isotopique (Al-Mg), le *CGI*-CAI de TNZ 057 a eu une histoire nébulaire comparable à certains CAIs de CVs. Toutefois, même si le rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ de la partie centrale du cœur du *CGI*-CAI est presque canonique, l'ensemble du CAI a été isotopiquement perturbé par une redistribution du Mg lors du métamorphisme. En effet, le rapport initial $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ négatif ($-0,7 \pm 0,2\text{‰}$) et le fort MSWD (6,5) de l'« errochrone » obtenue sur la partie centrale du cœur du CAI, indiquent que même cette zone a été affectée par une redistribution de Mg. De plus, le rapport initial $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ négatif mesuré dans le cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 est un argument fort en faveur d'une nébuleuse solaire isotopiquement hétérogène.

L'épisode métamorphique à l'origine de la redistribution du ^{26}Mg est difficile à dater. En effet, il n'y a pas d'isochrone évidente dans le manteau. Cependant, il semblerait que celui-ci ait hérité d'excès de ^{26}Mg radiogénique provenant du cœur du CAI. La corrélation négative entre $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ et $\delta^{26}\text{Mg}^*$ dans le manteau laisse à penser que cette redistribution s'est produite après l'extinction de l' ^{26}Al , donc potentiellement quelques millions d'années après la formation de ce CAI.

Si ces résultats ne permettent pas de placer une contrainte précise sur le temps et la durée du métamorphisme thermique qui a conduit à la rééquilibration isotopique partielle de ce CAI, il est néanmoins possible de contraindre ses conditions maximales de température. Des expériences de diffusion du Mg dans l'anorthite ont montré que dans des conditions similaires, le Mg diffuse plus rapidement que le Ca et le Sr (Latourrette and Wasserburg, 1998). Pour des tailles de cristaux de l'ordre de 50 microns, les calculs de diffusion montrent qu'à 700°C, 10 000 ans sont suffisants pour homogénéiser 90% du magnésium d'une anorthite située dans un environnement riche en Mg. Pour une température maximale d'environ 700°C, la durée de l'épisode métamorphique subi par ce CAI n'a donc pas dû

dépasser 10 000 ans. En effet, malgré sa perturbation et la redistribution isotopique avec le manteau, le cœur du *CGI*-CAI de TNZ 057 conserve un rapport initial $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ quasi canonique d'environ 4.8×10^{-5} . Ce résultat est en accord avec les données obtenues par l'analyse des profils de diffusion du fer dans les chondres des CKs (Fig. III.37).

IV. Etude du chauffage radiatif comme source de chaleur à l'origine du métamorphisme des chondrites carbonées CK

Suite aux observations texturales, pétrologiques et chimiques décrites dans le chapitre précédent, nous avons décidé d'étudier le chauffage radiatif comme source potentielle de chaleur à l'origine du métamorphisme des CKs. Ce chapitre, qui fait l'objet d'un article publié dans la revue *Icarus* (annexe 4), porte donc sur l'élaboration d'un modèle numérique d'évolution thermique de météoroïdes carbonés et sur son application aux CKs.

IV.I. Arguments pour un nouveau processus thermique

Comme nous l'avons décrit précédemment, une des caractéristiques des chondrites CK3–5 est la texture de leurs matrices. Les olivines contiennent de nombreuses inclusions et vésicules de tailles nano et micrométriques et sont, pour un même type pétrologique, plus

recristallisées que dans les chondrites ordinaires (Kallemeyn et al., 1991; Rubin, 1992; Tomeoka et al., 2001, 2005; Ohnishi et al., 2007; Brearley, 2009). Les sources de chaleur couramment invoquées pour expliquer le processus métamorphique à l'origine des CKs sont la désintégration radioactive d'éléments à courte durée de vie ainsi que la chaleur résiduelle d'accrétion et de collision (e.g., Ghosh et al., 2006; Huss et al., 2006, et références). Tous ces mécanismes impliquent un épisode métamorphique s'étendant sur de longues périodes de temps. Or, les textures des CKs suggèrent fortement un événement de haute température et de relativement courte durée (Kallemeyn et al., 1991). La faible durée du métamorphisme des CKs est également mise en évidence dans les CK3–4 par la coexistence de matrices recristallisées et de chondres non équilibrés. Rubin (1991a), Scott et al. (1992) et Tomeoka et al. (2001, 2005) ont proposé que cet événement thermique de haute température pourrait avoir été causé par un épisode de choc sur le corps parent. En effet, l'abondance de vésicules et d'inclusions d'oxydes et de sulfures dans les olivines matricielles des CKs est à l'origine du « silicate darkening », phénomène observé et interprété dans les chondrites ordinaires comme le résultat d'un métamorphisme de choc (Heymann, 1967; Dodd, 1981; Kallemeyn et al., 1989; Stöffler et al., 1991). Comme nous l'avons vu dans le chapitre I, la présence de veines de choc, de fractures planaires et de mosaïcisme est utilisée pour déterminer le degré de choc des chondrites (Stöffler et al., 1991; Scott et al., 1992). Toutefois, il n'existe pas dans les CKs de corrélation entre les types pétrologiques et les degrés de chocs (Rubin, 1991a, 1992; Scott et al., 1992). En d'autres termes, les CKs les plus métamorphiques ne sont pas forcément les météorites les plus choquées. De plus, les travaux de Keil et al. (1997) démontrent que les impacts ne peuvent pas être considérés une comme source de chaleur pour un métamorphisme thermique global sur des corps parents. Par conséquent, le métamorphisme des CKs ne peut pas être lié (uniquement) à un épisode de choc. Il est donc nécessaire d'invoquer une autre source de chaleur afin d'expliquer la totalité des caractéristiques pétrologiques et texturales des CKs. Nous avons donc cherché une source alternative de chaleur susceptible de pouvoir produire un ou des événements de courtes durées, à la fois plus longs que ce qu'il est communément proposé pour du choc (de l'ordre de quelques secondes pour le pic de métamorphisme et de quelques années pour le temps de relaxation thermique ; e.g., Beck et al. (2005), Miller and Wagner (1979)), mais également plus courts que ceux causés par la désintégration d'éléments radioactifs (plusieurs millions d'années ; e.g., Huss et al. (2006), et références). Lors de ce travail, nous avons étudié l'effet du chauffage radiatif sur des astéroïdes géocroiseurs carbonés s'approchant fortement du Soleil lors de leur passage au périhélie.

Le chauffage radiatif d'objets passant aux abords du Soleil a été étudié pour les comètes (e.g., Gounelle et al., 2008), et exploré pour les météoroïdes (objets de tailles métriques ou décimétriques ; Beech and Steel (1995), Rubin and Grossman (2010)) et les astéroïdes (Campins et al., 2009; Marchi et al., 2009; Ohtsuka et al., 2009; Jewitt and Li, 2010; Michel and Delbo, 2010; Čapek and Vokrouhlický, 2010; Delbo and Michel, 2011). Cependant, le chauffage radiatif n'a jamais été considéré comme une source potentielle de chaleur à l'origine d'un métamorphisme global de certains astéroïdes ou météoroïdes carbonés. Ce type de processus n'a fait l'objet que d'une allusion par Wilkening (1978) et d'une rapide discussion par Akai (1988) et Nakamura (2005) suggérant que le chauffage radiatif pourrait chauffer des chondrites carbonées hydratées à des températures suffisantes pour la déshydratation de phyllosilicates.

Lors de ce travail, nous avons donc étudié les variations de température en surface ainsi que la diffusion de la chaleur en profondeur pour des géocroiseurs carbonés (types-C) ayant des périhélies proches du Soleil. Pour obtenir le modèle le plus réaliste possible, les paramètres physiques utilisés, comme la diffusivité thermique et la porosité, proviennent de mesures directes réalisées sur des échantillons météoritiques. Nous avons calculé dans un premier temps les variations des températures de surface puis résolu numériquement l'équation de la diffusion de la chaleur afin d'obtenir des profils de températures sur toute la largeur de l'objet considéré. Ces résultats nous permettront de vérifier si le chauffage radiatif peut être considéré comme une cause possible du métamorphisme thermique des CKs.

IV.II. Modèle et paramètres

IV.II.1. Modélisation thermique

L'absence d'atmosphère à la surface des astéroïdes simplifie la modélisation de leurs évolutions thermiques. Un model thermique standard (STM pour Standard Thermal Model) a

été mis au point puis développé par plusieurs auteurs dans le but d'obtenir l'albedo et le diamètre des astéroïdes à partir d'observations dans l'infrarouge (e.g., Morrison, 1977; Morrison and Lebofsky, 1979; Lebofsky et al., 1986; Lebofsky and Spencer, 1989; Spencer et al., 1989; Lagerros, 1996; Harris and Lagerros, 2002). Toutefois, en utilisant le modèle STM, les diamètres calculés pour les NEOs (Near-Earth Objects) de petite taille et de période de rotation rapide sont incorrects. C'est pourquoi Harris (1998) développa un modèle alternatif (NEATM pour Near-Earth Asteroid Thermal Model), modèle thermique simple utilisé pour calculer la taille des astéroïdes en utilisant la photométrie ou la spectrophotométrie thermique infrarouge. Pour ce travail, nous avons utilisé le même type de méthode pour calculer les températures de surface.

Les températures de surface dépendent de l'inclinaison et de la période de rotation de l'objet. Pour explorer la plus large gamme de températures due à divers comportements dynamiques, nous avons étudié deux cas rotationnels différents correspondants à deux régimes thermiques distincts. Dans un premier temps, nous avons considéré des objets ayant des périodes de rotation (T_{rot}) lentes (heures ou plus). Dans ce cas, la température de surface dépend de la quantité de rayonnement solaire reçue, du rayonnement de corps noir émis par l'objet et du flux d'énergie dû à la présence d'un gradient de température en surface. Dans ce cas, l'équilibre thermique à la surface d'un objet sphérique lisse peut s'écrire :

$$S_0(1 - A)\left(\frac{d_T}{d}\right)\cos(i) = \varepsilon\sigma T^4 + k\left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} \quad (1)$$

où S_0 est la constante solaire actuelle (W.m^{-2}), A est l'albédo bolométrique de Bond (albédo de Bond pondéré par l'émission spectrale du Soleil), d_T la distance Terre-Soleil, d la distance héliocentrique de l'objet, i l'angle d'incidence des rayons solaires, ε l'émissivité infrarouge, σ la constante de Stefan-Boltzmann et k la conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Dans nos modèles, la radiation solaire est supposée constante et isotrope au cours du temps. Ce régime thermique, défini par l'Eq. (1), correspond à un comportement non isotherme dans lequel les points de même température sont situés sur un cercle ayant pour centre le point subsolaire.

Dans un second temps, nous avons étudié les températures de surface d'objets ayant des rotations rapides (minutes, voire moins suivant la taille de l'objet) et complexes, par exemple l'astéroïde 2008 TC₃ (Scheirich et al., 2010). Ce NEO, qui a impacté la Terre le 7

Octobre 2008, était un objet de type « tumbler », c'est-à-dire ne possédant pas d'axe principal de rotation (Pravec et al., 2005) : son inclinaison variait de façon aléatoire d'un passage au périhélie à l'autre. Ce cas dynamique tend à correspondre à un régime thermique idéal isotherme où la chaleur radiative solaire serait redistribuée longitudinalement et latitudinalement de façon homogène. Ce modèle isotherme est certainement plus réaliste que le non isotherme si l'on souhaite modéliser l'évolution de la température à la surface de météoroïdes (voir discussion dans Marchi et al. (2009)). Dans ce modèle isotherme, l'estimation de la température de surface est donnée par :

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - A) \left(\frac{d_T}{d} \right)^2 = \epsilon \sigma T^4 + k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (2)$$

où le facteur $1/4$, rapport entre la section transversale et la surface totale d'un objet sphérique, est la moyenne de $\cos(i)$ dans l'Eq. (1). Dans le cas d'un objet non isotherme, les températures du côté faisant face au Soleil sont en équilibre radiatif, alors que les températures de la face cachée sont déterminées par l'inertie thermique globale définie telle que :

$$\Gamma = \sqrt{k \rho_b c_p} \quad (3)$$

où ρ_b est la densité globale du matériau (kg.m^{-3}) et c_p la chaleur spécifique ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Dans certains cas, le terme $\epsilon \sigma T^4$ de l'Eq. (1) est multiplié par un paramètre η appelé « beaming parameter ». Ce paramètre a été introduit comme moyen de modification du modèle de distribution des températures de surface afin de rendre compte de la variation de l'émission thermique lors de l'observation de la surface des astéroïdes à de faibles angles de phase. Ce phénomène, appelé « beaming effect », est probablement dû à l'effet des hétérogénéités de surface. En effet, si l'on observe à la verticale le fond d'un cratère situé au point subsolaire, la luminosité et la température mesurées seront plus importantes que si l'on se place à un angle de phase plus faible. Comme l'ont résumé Marchi et al. (2009), $\eta > 1$ correspond à des surfaces pour lesquelles les températures sont plus faibles que si ces surfaces étaient en équilibre thermique instantané, alors que $\eta < 1$ correspond entre autre à des surfaces ayant une forte rugosité. En pratique, η n'est donc qu'un paramètre de

normalisation/calibration servant à ajuster les températures de surface calculées en utilisant l'Eq. (1) à celles obtenues en traitant les spectres d'émission thermique observés ; c'est pourquoi ce paramètre n'est pas utilisé dans notre modèle.

Pour la conduction de chaleur en profondeur, nous avons utilisé un modèle à une dimension, dépendant du temps, et défini par :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho_b c_p} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (4)$$

Les conditions limites en surface sont données par les Eq. (1) et (2), et à de grandes profondeurs (l) par :

$$\left. \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \right|_{z=l} = 0 \quad (5)$$

Cette condition suppose qu'à partir d'une profondeur l , il n'existe plus de gradient thermique.

Suivant le schéma implicite de Crank and Nicolson (1947), nous avons utilisé une méthode de résolution de l'équation de la chaleur par éléments finis, implémentée sous un code MATLAB. Au début de chaque simulation, l'objet est situé à son aphélie, avec une température homogène fixée à 2,7 K (température du milieu interstellaire dans notre modèle). En assumant une inclinaison nulle, nous avons ensuite calculé l'évolution de la température le long d'un diamètre équatorial composé de 100 nœuds pour chaque $\Delta t = T_{\text{rot}}/90$, et ce au cours d'un maximum de 4 révolutions autour du Soleil en utilisant les paramètres orbitaux de 3200 Phaethon et de 2005 HC4.

IV.II.2. Paramètres

Les constantes et les paramètres utilisés pour ce travail sont résumés dans le tableau IV.1. Afin de rendre compte au mieux le comportement thermique d'un objet carboné de type CV/CK, les paramètres physiques et orbitaux ont été choisis au plus proche de ceux mesurés pour ce type de chondrites et pour des astéroïdes de type C (Tholen, 1984; Bus and Binzel, 2002).

<i>Constantes générales</i>	
Constante solaire (S_0)	1370 W.m ²
Température du milieu interplanétaire	2,7 K
Distance Terre-Soleil (d_T)	150 000 000 km
<i>Paramètres pour la température de surface</i>	
Albedo bolométrique (A)	0,01–0,1
Emissivité infrarouge (ϵ)	0,9
<i>Paramètres pour la conduction de la chaleur</i>	
Densité granulaire (ρ_g)	3,5 g.cm ⁻³
Densité globale (ρ_b)	2,625 g.cm ⁻³
Porosité (ϕ)	25%
Conductivité thermique (k)	0,5–1,5 W.m ⁻¹ .K ⁻¹
Chaleur spécifique (c_p)	700 J.kg ⁻¹ .K ⁻¹

Tableau IV.1: Résumé des constantes et des paramètres fondamentaux utilisés dans ce travail.

IV.II.2.1. Albédo

Actuellement, les albédos bolométriques sont bien contraints pour les NEOs de faible albédo et notamment ceux de type C. Les albédos géométriques visibles varient entre 0,03 et 0,15, ce qui correspond à une gamme de variation d'albédo bolométrique de 0,01 à 0,06 (en supposant un objet sphérique et une intégrale de phase $G = 0,15$; Bowell et al. (1989)). La valeur la plus basse d'albédo géométrique mesurée pour un NEO est 0,03 (pour 3552 Don Quixote). Cette valeur correspond à un albédo bolométrique de 0,01 (Marchi et al., 2009, et références). Pour nos modélisations, nous avons exploré une gamme de valeur d'albédo

bolométrique de 0,01 à 0,1 en cohérence avec les données obtenues pour les objets carbonés (Belskaya and Shevchenko, 2000).

IV.II.2.2. Emissivité thermique

Pour l'émissivité thermique, nous avons utilisé la valeur mesurée pour Allende (CV3) par Salisbury et al. (1991), soit 0,9. De façon générale, cette valeur est communément adoptée dans la littérature pour caractériser la minéralogie des NEOs (e.g., Salisbury et al. (1991), Lim et al. (2005)).

IV.II.2.3. Flux solaire

Bien que le flux solaire varie au cours du temps, la constante solaire utilisée correspond à celle du flux solaire actuel puisque nous voulons étudier l'échauffement par chauffage radiatif de météoroïdes avant qu'ils ne tombent sur Terre, par exemple pendant les derniers 1 à 40 Ma (gamme des âges d'exposition des CVs et des Cks) (Scherer and Schultz, 2000).

IV.II.2.4. Chaleur spécifique

La chaleur spécifique, appelée aussi capacité thermique massique, varie en fonction de la température et de la composition minéralogique (Robie et al., 1978; Matsui and Osako, 1979; Ghosh and McSween, 1999). Dans la littérature, il n'existe que peu de valeurs pour les CCs, en particulier pour les CVs et les CKs. Cependant, de nombreuses mesures de chaleur spécifique ont été réalisées sur des chondrites ordinaires. Alexeyeva (1958) rapporte une valeur typique de $700 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (types pétrologiques 4–6), Matsui and Osako (1979) des valeurs comprises entre 500 et $800 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (chondrites L3.7, H4, H5 et H5/6) et Szurgot (2011) une gamme de 480 à $930 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ à température ambiante pour différentes chondrites dont Allende. Dans le même ordre de grandeur, Ghosh and McSween (1999) ont publié pour

les chondrites ordinaires de type H des valeurs situées entre 630 et 800 J.kg⁻¹.K⁻¹, obtenues respectivement à 25 et 830°C. En se basant sur le fait que les chondrites carbonées et ordinaires ont une minéralogie assez similaire (e.g., Menzies et al., 2002, 2005; Bland et al., 2004; Howard et al., 2010) , nous avons utilisé dans notre modèle une valeur moyenne de 700 J.kg⁻¹.K⁻¹. Notons tout de même que la chaleur spécifique d'une roche est supposée correspondre à la moyenne pondérée des chaleurs spécifiques des différents minéraux composant l'échantillon. La présence de sulfures et de magnétites (dont les valeurs de chaleur spécifique sont inférieures à ~600 J.kg⁻¹.K⁻¹ ; Waples and Waples (2004), et références) dans les CVs et les CKs devrait donc faire quelque peu baisser la valeur de chaleur spécifique mesurée dans les chondrites ordinaires.

IV.II.2.5. Densités et porosité

Des densités granulaires (ρ_g) et globales (ρ_b) ont été mesurées pour plusieurs échantillons de CV et de CK (Britt and Consolmagno, 2000, 2003; Consolmagno et al., 2007, 2008; Opeil et al., 2010; McCausland et al., 2011). La relation entre ces deux types de porosité est définie comme suit :

$$\rho_b = (1 - \phi) \rho_g \quad (6)$$

où ϕ est la porosité. Les CKs sont en moyenne plus poreuses que les CVs, respectivement 24 et 17%. Pour Allende, la meilleure mesure de porosité a été obtenue par Corrigan et al. (1997), qui donnent une porosité matricielle de 25% et une porosité globale de 20%. En supposant pour les CKs une densité granulaire moyenne de 3,5 g.cm⁻³ (Britt and Consolmagno, 2000, 2003; Consolmagno et al., 2007; Opeil et al., 2010), nous avons calculé et utilisé dans notre modèle des densités globales de 2,625 g.cm⁻³, ce qui correspond à un échantillon de CK qui contiendrait 25% de porosité. Dans toutes nos simulations, les objets avaient une porosité homogène et constante dans le temps.

IV.II.2.6. Conductivité thermique

La conductivité thermique est fortement dépendante de la porosité (Yomogida and Matsui, 1983, 1984; Krause et al., 2011a). Une étude récente (Krause et al., 2011b), utilisant des données expérimentales et les valeurs mesurées par Yomogida and Matsui (1983), prédit pour un matériau chondritique ayant 25% de porosité une valeur de conductivité thermique d'environ $0,26 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La première mesure directe de la conductivité thermique d'une chondrite CK a été réalisée à basse température (-265 – 25°C) pour NWA 5515 (CK4) par Opeil et al. (2010). La conductivité thermique augmente depuis -265°C jusqu'à -175°C , et devient à peu près constante entre -175 et 25°C autour d'une valeur d'environ $1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. A plus hautes températures, il paraît donc raisonnable de considérer constante la conductivité thermique, comme cela a été observé dans les chondrites ordinaires (Yomogida and Matsui, 1983). Quant à la valeur mesurée pour NWA 5515, elle prend en compte les effets liés à la porosité, mesurée à 25,1% (pour une densité globale $\rho_b = 2,675 \text{ g.cm}^{-3}$; Opeil et al. (2010)). Les chondrites ordinaires étudiées par Yomogida and Matsui (1983) et Opeil et al. (2010) contiennent de 2,0 à 19,4% de porosité ($\rho_b = 3,690$ – $2,890 \text{ g.cm}^{-3}$) et ont, à 25°C , une conductivité thermique variant respectivement de 3,5 à $0,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Dans nos simulations, nous avons testé des valeurs de conductivité thermique variant entre 0,5 et $1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, le tout en gardant une porosité constante de 25% ($\rho_b = 2,675 \text{ g.cm}^{-3}$).

Pour ce travail de modélisation, nous avons considéré des objets ne possédant pas de régolite à leur surface. La présence de régolite modifierait de façon significative la porosité et par conséquent la conductivité thermique de surface. Par exemple, la gamme de valeurs de conductivité thermique mesurée sur deux sites Apollo pour le régolite lunaire est $0,009$ – $0,013 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Langseth et al., 1976). Cependant, les objets étudiés sont de type météoroïde ; ils ne possèdent donc pas de champ gravitationnel assez important pour maintenir en place un régolite (matériau très peu induré) à leur surface.

IV.II.2.7. Inertie thermique

L'inertie thermique est le paramètre physique qui permet de calculer la résistance d'un matériau aux variations de la température de surface causées par la cyclicité du rayonnement solaire suite à la rotation de l'objet sur lui-même. La figure IV.1 illustre ce phénomène.

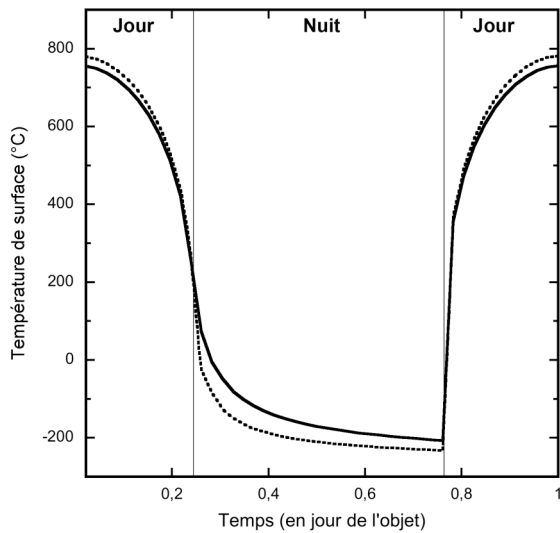


Figure IV.1 : Evolution en fonction du temps de la température d'un point situé sur l'équateur d'un objet non isotherme d'inclinaison nulle. La température maximale correspond à la valeur subsolaire. Les deux profils sont calculés au périhélie et les paramètres orbitaux sont ceux de 3200 Phaethon. $\varepsilon = 0,9$; $\phi = 25\%$; $r = 1$ m ; $T_{\text{rot}} = 5$ h. L'inertie thermique, calculée suivant l'Eq. (3), équivaut à $1660 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$. **Ligne continue :** $A = 0,1$. **Ligne en pointillés :** $A = 0,01$.

Ce paramètre, qui contrôle donc la distribution de la température en surface, dépend notamment du degré de compaction ou porosité, de la taille des particules et de l'épaisseur du régolite. Par exemple, l'inertie thermique du régolite lunaire est d'environ $50 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$ (Spencer et al., 1989), celle du sable $400 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$ et celle d'une barre rocheuse $2500 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$ (Jakosky, 1986). En étudiant certains astéroïdes géocroiseurs (NEAs pour Near-Earth Asteroids), Delbo et al. (2007) ont montré que l'inertie thermique augmente lorsque la taille de l'objet diminue, et ce en suivant la relation $\Gamma = d_0 D^{-\zeta}$, où D est le diamètre de l'objet en kilomètres ($d_0 = 300 \pm 45$ et $\zeta = 0.36 \pm 0.09$). La grande majorité des NEAs kilométriques ont une inertie thermique inférieure à $600 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$, avec comme valeur moyenne $200 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$ (Delbo et al., 2007). Néanmoins, cette méthode ne semble pas pouvoir s'appliquer aux météoroïdes et aux objets plurimétriques, en partie à cause de l'absence probable de régolite à leurs surfaces. Une inertie thermique de $750 \text{ J.m}^{-2}.\text{s}^{-0,5}.\text{K}^{-1}$ a par ailleurs été mesurée pour l'astéroïde 25143 Itokawa (diamètre moyen de 330 mètres) (Müller et al., 2005), ce qui laisserait penser que même de petits objets pourraient avoir une

épaisseur non négligeable de régolite. De nouvelles mesures de l'inertie thermique d'astéroïdes de tailles inférieures à quelques centaines de mètres seraient nécessaires pour confirmer définitivement la présence de régolites à la surface de ce type d'objet.

IV.II.2.8. Paramètres orbitaux et dynamiques

Nous avons utilisé pour nos modélisations les paramètres orbitaux (par exemple le demi-grand axe (a), l'excentricité (e) et l'inclinaison (i)) de deux NEOs connus ayant un périhélie proche du Soleil (Tab. IV.2). Ainsi, nous nous sommes intéressés aux paramètres orbitaux de 2005 HC4, actuellement le NEO recensé possédant la plus petite distance au périhélie (q) (0,07 UA). Toutefois, le type spectral et l'albédo de 2005 HC4 sont inconnus. Le NEO carboné recensé ayant la plus petite distance au périhélie est 3200 Phaethon (0,14 UA). La valeur T_{rot} fixée à 5 heures dans toutes nos simulations est à la fois proche de la période de rotation mesurée pour 3200 Phaethon (3,6 h) et en accord avec les périodes de rotation connues pour les petits astéroïdes (Harris, 1996). Cette valeur de 5 heures permet également d'estimer correctement, pendant toute la durée d'une (ou de plusieurs) révolution autour du Soleil, les variations de température en profondeur tout en gardant des durées de calculs raisonnables.

Nom	2005 HC4	3200 Phaethon
Classification	Apollo (NEO)	Apollo (NEO)
Distance au périhélie (UA)	0,071	0,140
Demi-grand axe (UA)	1,818	1,271
Excentricité	0,961	0,890
Période de rotation (h)	n.d.	3,6
Période orbitale (ans)	2,45	1,43
Albédo géométrique	n.d.	0,107
Type spectral	Tholen	F
	SMASSII	B

Tableau IV.2 : Paramètres orbitaux de deux NEOs utilisés lors de ce travail. Les données proviennent de la base de données du « Jet Propulsion Laboratory » (<http://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb.cgi#top>). n.d. : non déterminé.

IV.III. Résultats

IV.III.1. Températures de surface

La température de surface d'un objet non isotherme varie cycliquement durant sa rotation sur lui-même, le maximum étant atteint au point subsolaire. Cette température subsolaire est principalement fonction de la distance héliocentrique. Par conséquent, le maximum est donc atteint au périhélie. En utilisant des valeurs d'albédo et d'émissivité infrarouge caractéristiques d'un objet de type C, les températures subsolaires atteintes au périhélie sont 805°C et 1240°C, respectivement pour 3200 Phaethon et 2005 HC4 (Fig. IV.2).

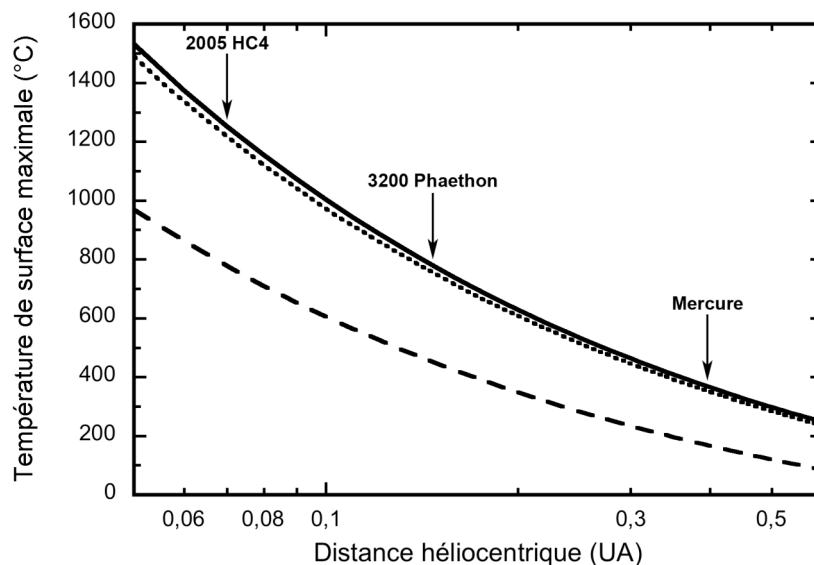


Figure IV.2 : Températures maximales à la surface d'un objet en fonction de la distance héliocentrique. Les distances au périhélie de 2005 HC4 et de 3200 Phaethon sont indiquées, tout comme celle de Mercure. **Ligne continue :** Température subsolaire d'un objet non isotherme ($A = 0,01$ et $\epsilon = 0,9$). **Ligne en pointillée :** Similaire au précédent, à l'exception de $A = 0,1$. **Ligne en tirets :** Température de surface d'un objet isotherme ($A = 0,01$ et $\epsilon = 0,9$).

Dans le cas d'un objet isotherme, l'évolution générale de la température de surface en fonction de la distance héliocentrique est similaire à celle d'un objet non isotherme (Fig. IV.2). La seule conséquence de la redistribution de la chaleur sur toute la surface est une diminution de température de 30% (Fig. IV.2), ce qui correspond à une diminution d'un

facteur $4^{1/4}$ de la température maximale de surface causée par la réduction de facteur 4 provenant du rapport entre la surface totale d'une sphère et sa section transverse.

Quant à l'albédo, une variation dans la gamme de valeur mesurée pour les astéroïdes de types C ne provoque que peu de modifications de la température de surface. Comme le montre la figure IV.2, une variation d'albédo d'un ordre de grandeur (de 0,01 à 0,1) n'implique qu'une diminution d'environ 2,5% de la température de surface, et ce quel que soit le régime thermique considéré.

IV.III.2. Diffusion de la température en profondeur

La première observation, attendue si l'on considère la faible amplitude annuelle et journalière de la variation thermique d'une cave ou d'une église, est que la diffusion de la chaleur est rapidement amortie en profondeur. En utilisant les valeurs de conductivité thermique, de chaleur spécifique et de densité appropriées pour un objet carboné, les variations journalières des températures de surface sont amorties à partir d'environ 30 cm (Fig. IV.3). Pour une distance héliocentrique stable, la température d'équilibre au-delà de 30 cm correspondra à la valeur moyenne de la variation des températures de surface.

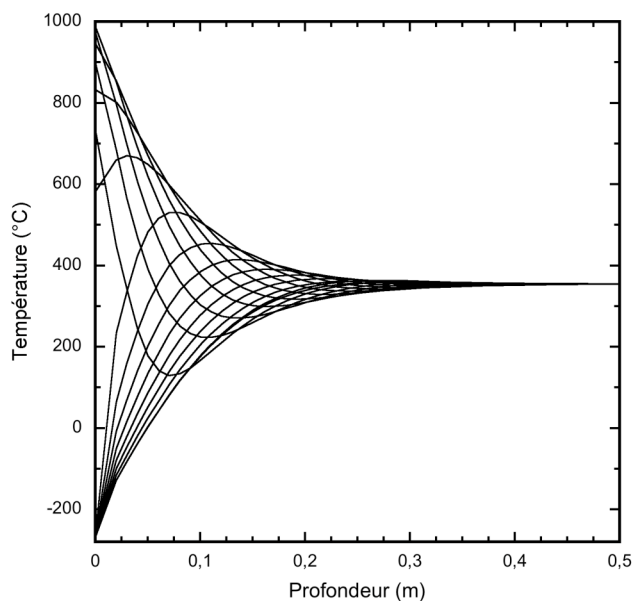


Figure IV.3 : Variations de la température en fonction de la profondeur pendant la rotation d'un objet sur lui-même, considéré non isotherme et situé sur l'orbite de 2005 HC4. Chaque courbe représente un profil de température depuis la surface jusqu'au cœur pour des incréments successifs de temps d' $1/16^{\text{ème}}$ de la période de rotation. $T_{\text{rot}} = 5 \text{ h}$; $A = 0,01$; $\varepsilon = 0,9$; $\rho_b = 2,625 \text{ g.cm}^{-3}$; $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Les profils sont calculés au point de l'orbite (0,102 UA, après le passage au périhélie) où la température maximale au cœur de l'objet est atteinte.

Une compilation de l'évolution de profils de température en profondeur pour différents objets non isothermes de tailles et de paramètres physiques différents est présentée dans la figure IV.4.

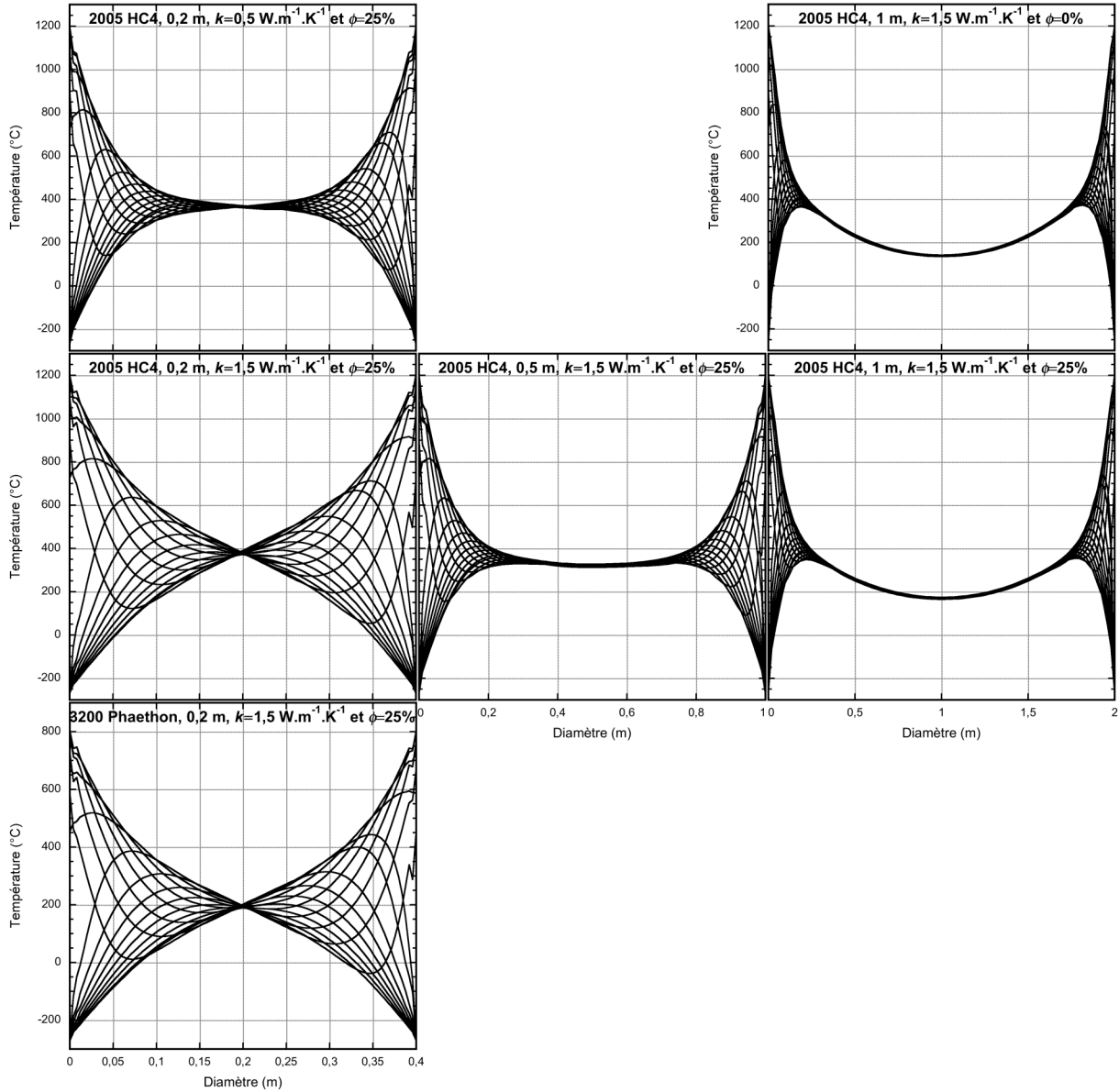


Figure IV.4 : Exemples de l'évolution de profils de températures d'objets non isothermes situés sur l'orbite de 2005 HC4 et de 3200 Phaethon, pour des paramètres physiques et des diamètres différents. Pour chaque diagramme, les différentes courbes représentent un profil de température à travers l'objet pour des incréments de temps successives d' $1/16^{\text{ème}}$ de la période de rotation, fixée ici à 5 heures. Tous les diagrammes ont été calculés lors du passage de l'objet à son périhélie.

Les températures suffisantes pour que des processus métamorphiques puissent se produire ($> 300^{\circ}\text{C}$) sont atteintes aux abords du périhélie et uniquement à des profondeurs inférieures à environ 2 m (Fig. IV.5 et IV.6). A cause de l'inertie thermique, la température maximale au cœur d'un objet n'est pas atteinte lors de son passage au périhélie, sauf dans le

cas de petits objets (rayons $\sim < 0,1$ m) que l'on peut considérer comme étant en équilibre thermique instantané (Fig. IV.5). Par exemple, dans le cas d'un objet de 2 m de rayon situé sur l'orbite de 2005 HC4, la température maximale au cœur est atteinte environ 13 jours après le passage au périhélie, à 0,53 et 0,51 UA, respectivement dans le cas d'un modèle isotherme et non isotherme (Fig. IV.5).

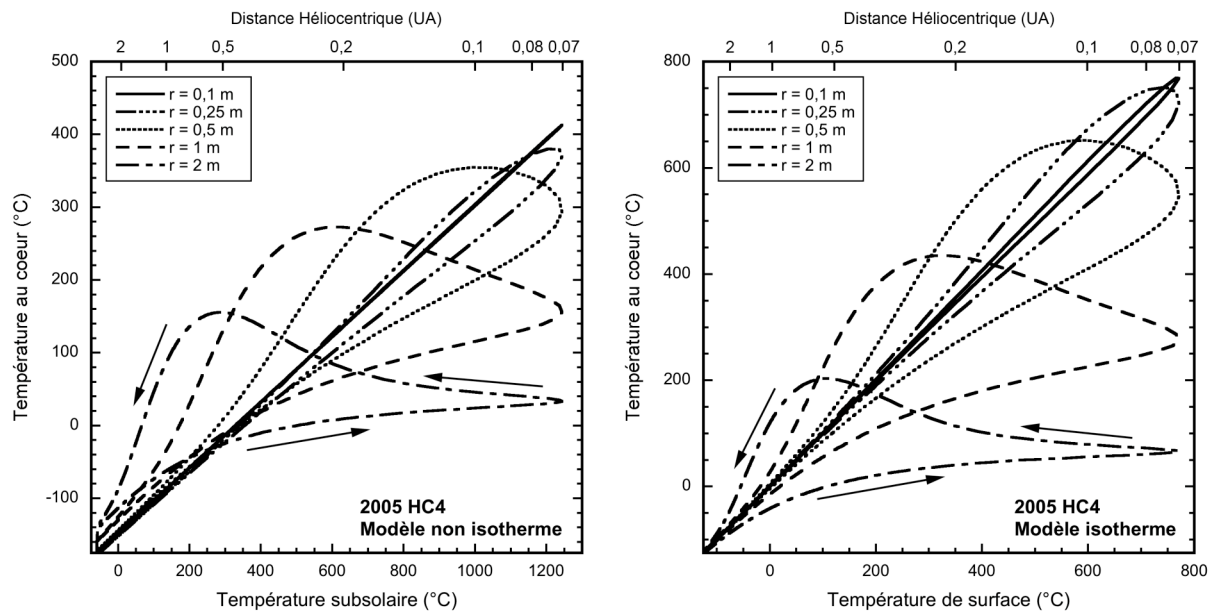


Figure IV.5 : Température au cœur en fonction de la température maximale de surface pour des objets de rayons différents, dans le cas du modèle non isotherme et isotherme. Les flèches indiquent la trajectoire de l'objet le long de son orbite. Les paramètres orbitaux sont ceux de l'astéroïde 2005 HC4. $T_{\text{rot}} = 5$ h ; $A = 0,01$; $\varepsilon = 0,9$; $\rho_0 = 2,625 \text{ g.cm}^{-3}$; $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

En utilisant les paramètres orbitaux de 2005 HC4 et de 3200 Phaethon, la figure IV.6 représente les températures maximales atteintes aux cœurs d'objets de rayons variables. Notons ici qu'une seule rotation autour du Soleil est nécessaire pour que les cœurs des objets atteignent leur température maximale. Multiplier les rotations autour du Soleil permet d'augmenter la durée du métamorphisme sans pour autant que la température maximale atteinte au cœur de l'objet lors du premier passage au périhélie ne soit dépassée. Les cœurs d'objets isothermes peuvent être chauffés à des températures supérieures à celles d'objets non isothermes pour lesquels la dissipation de la chaleur sur la face cachée n'est pas compensée par les radiations solaires. Comme le montre la figure IV.6, les températures maximales obtenues au cœur d'objets de rayons inférieurs à ~ 3 m sont atteintes dans le cas d'un modèle isotherme. Par exemple, la température maximale au cœur d'un objet de 0,5 m situé sur l'orbite de 2005 HC4 sera d'environ 650°C dans le modèle isotherme et de 355°C dans le modèle non isotherme (Fig. IV.5 et IV.6). Pour un même jeu de paramètres physiques, un

objet isotherme situé sur l'orbite de 2005 HC4 aura une température maximale au cœur supérieure à celle qu'il aurait eu sur l'orbite de 3200 Phaethon (27% de plus pour un objet de 0,5 m de rayon), excepté si le rayon de l'objet a une valeur située entre 2,6 et 4,3 m. Cependant, cette différence de température maximale pour des objets entre 2,6 et 4,3 m de rayon situés sur l'orbite de 3200 Phaethon ne dépasse pas 1,4%.

Comme le montre l'Eq. 4, de faibles valeurs de conductivité thermique diminuent la capacité de la chaleur à diffuser en profondeur. La figure IV.6 décrit la variation de la température maximale atteinte au cœur d'objets de différents rayons en fonction de trois valeurs de conductivité thermique (0,5, 1 et 1,5 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Par comparaison à la seule donnée mesurée pour une chondrite CK (1,5 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$; Opeil et al. (2010)), l'utilisation d'une conductivité thermique de 0,5 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ diminue de 25% ($\sim 190^\circ\text{C}$) la température maximale atteinte au cœur d'un objet de 1 m de rayon (Fig. IV.6). Cette différence de température diminue pour des objets plus gros, jusqu'à environ 90°C pour des objets de 5 m de rayon.

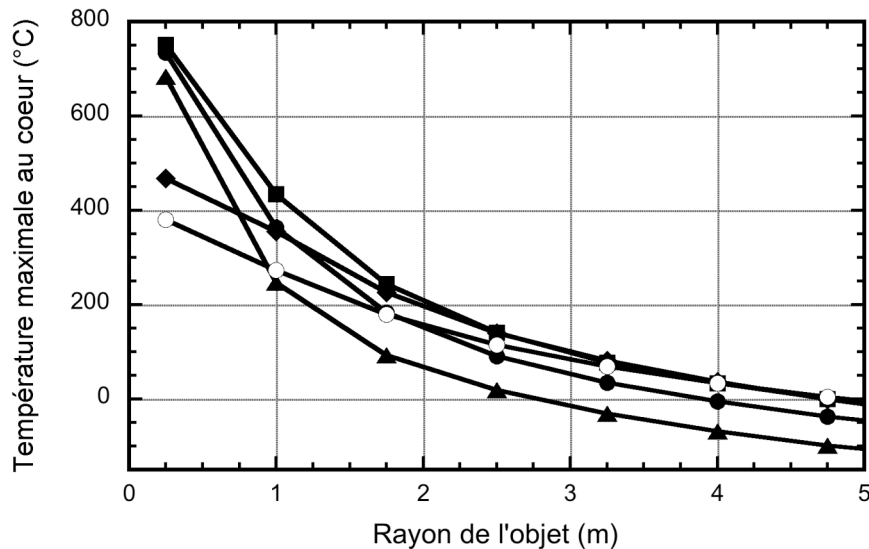


Figure IV.6 : Températures maximales au coeur en fonction du rayon de différents objets. $A = 0,01$, $\varepsilon = 0,9$, $\rho_b = 2,625 \text{ g.cm}^{-3}$. **Symboles pleins :** Modèle isotherme. Paramètres orbitaux de 2005 HC4 avec $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (cercles), $k = 1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (carrés) et $k = 0,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (triangles); paramètres orbitaux de 3200 Phaethon avec $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (diamants). **Symboles vides :** Modèle non isotherme. Paramètres orbitaux de 2005 HC4 avec $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (cercles).

Le chauffage radiatif peut affecter des NEOs de type C pendant des durées significatives, de l'ordre quelques heures à plusieurs jours lors de chaque passage au périhélie. La figure IV.7 montre qu'un astéroïde de type C avec un rayon de 1 m peut être entièrement chauffé pendant environ 4 jours à des températures supérieures à 300°C (jusqu'à

775°C en surface au périhélie), alors que la température globale d'un objet de 0.5 m de rayon peut rester supérieure à 600°C pendant 1,5 jours.

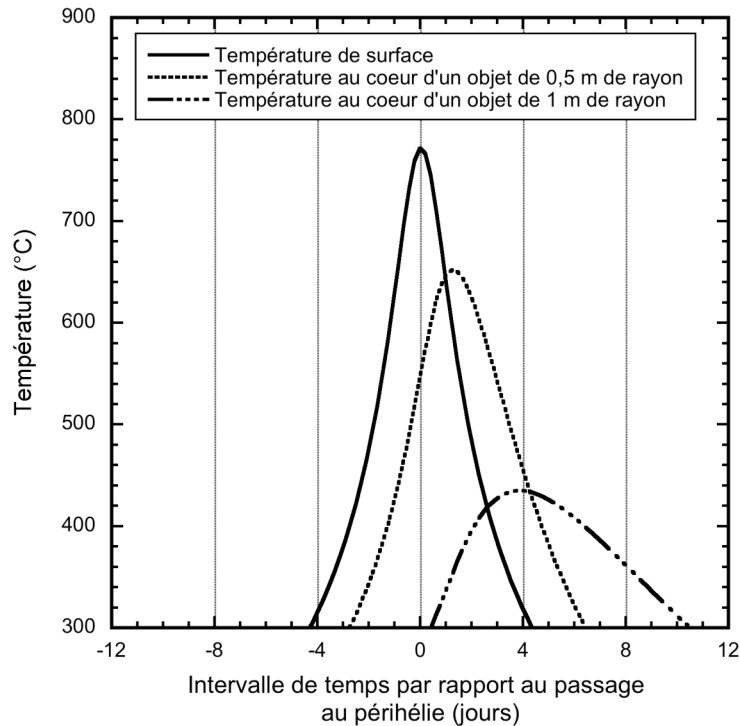


Figure IV.7 : Température en surface et au cœur de deux objets de 0,5 et 1 m de rayon. Les températures de surface sont calculées en utilisant le modèle isotherme et sont similaires pour les deux objets. Les paramètres orbitaux utilisés sont ceux de 2005 HC4. $A = 0,01$; $\varepsilon = 0,9$; $\rho_b = 2,625 \text{ g.cm}^{-3}$; et $k = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

IV.IV. Discussion

IV.IV.1. Dépendance du modèle aux paramètres critiques

La diffusivité thermique ($\alpha = k/(\rho_b c_p)$) est le paramètre qui contrôle la diffusion de la chaleur en profondeur (cf. Eq. (4)). Modéliser l'évolution thermique d'un météoroïde carboné

chauffé par radiations solaires implique de contraindre le mieux possible le coefficient de diffusivité thermique, et donc les paramètres physiques k , ρ_b et c_p qui le compose.

Comme nous l'avons vu précédemment, les densités granulaires et globales sont bien connues pour les CVs et les CKs. Elles ne vont donc causer que peu d'erreur sur les températures calculées en profondeur.

Bien que la chaleur spécifique augmente avec la température, nous avons considéré cette valeur constante dans nos simulations ($700 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Les variations de la chaleur spécifique en fonction de la température étant limitées dans l'intervalle de température 130–730°C (Ghosh and McSween, 1999; Vosteen and Schellschmidt, 2003), elles ne causeraient, à priori, que de faibles différences de températures en profondeur.

Quant à la conductivité thermique, qui est le paramètre le moins bien contraint dans l'équation de la diffusivité thermique, elle varie en fonction de la minéralogie, de la porosité et de la température. Avant les travaux de Opeil et al. (2010), aucune mesure directe de conductivité thermique n'avait été réalisée sur des CCs. La plupart des modèles thermiques appliqués à des matériaux carbonés utilisaient donc des valeurs de conductivité thermique approximatives, telles que celles mesurées sur des chondrites ordinaires (Matsui and Osako, 1979; Yomogida and Matsui, 1983), des échantillons terrestres (péridotite, dunite) ou des assemblages mono-minéralogiques. La valeur de conductivité thermique mesurée dans la CK4 NWA 5515 par Opeil et al. (2010) ($1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) est inférieure aux valeurs obtenues pour les chondrites ordinaires (Yomogida and Matsui, 1983; Opeil et al., 2010). Cela est probablement dû à la plus grande porosité des CCs plutôt qu'à une réelle différence de minéralogie. Puisque NWA 5515 possède 25% de porosité, la valeur mesurée par Opeil et al. (2010) peut être considérée comme représentative du groupe des CK dont les échantillons analysés montrent une porosité moyenne d'environ 24%. Une meilleure contrainte de la conductivité thermique, et par conséquent du paramètre de diffusivité thermique, ne pourra être envisagé que lorsque de nouvelles mesures directes seront réalisées sur d'autres CKs.

IV.IV.2. Comparaison entre les températures de métamorphisme des CVs et des CKs et celles atteintes par chauffage radiatif

Les résultats de l'évolution des températures de surface obtenus dans nos modélisations sont en accord avec ceux de Marchi et al. (2009). Les périodes de rotation des astéroïdes géocroiseurs de diamètres inférieurs à 100 m tendent à diminuer avec la taille, jusqu'à quelques minutes pour des objets de type météoroïde (Hergenrother and Whiteley, 2011). Par conséquent, et comme l'ont discuté Marchi et al. (2009), il semble plus approprié d'utiliser un modèle isotherme pour rendre compte de l'évolution thermique de la surface d'un météoroïde. Par comparaison au modèle non isotherme, le modèle isotherme donne lieu à de plus faibles températures maximales de surface. Toutefois, il favorise l'élévation de la température en profondeur. A des distances proches du Soleil ($< 0,15$ UA), le chauffage radiatif pourrait être à l'origine de processus métamorphiques ($> 300^{\circ}\text{C}$) sur des objets de type météoroïde.

Plusieurs auteurs ont estimé les températures de métamorphisme des CV3 entre 330 et 630°C (Kullerud and Yund, 1962; Fuchs, 1971; Brecher and Arrhenius, 1974; Blum et al., 1989b; Huss and Lewis, 1994; Weinbruch et al., 1994; Krot et al., 1995; Lee et al., 1996; Busemann et al., 2007) et entre 280 et 1000°C pour les CK3–6 (Clayton et al., 1977; Geiger and Bischoff, 1991; Noguchi, 1993; Clayton and Mayeda, 1999; Tachibana et al., 2002; Neff and Righter, 2006). Nous avons montré lors de ce travail de modélisation qu'il était possible d'obtenir au cœur de météoroïdes carbonés des températures élevées, jusqu'à $\sim 780^{\circ}\text{C}$, uniquement par chauffage radiatif et en utilisant des paramètres physiques et orbitaux favorables mais néanmoins réalistes. Par contre, il semblerait que les valeurs hautes des températures estimées pour les CK6 (800 – 1000°C) par Geiger and Bischoff (1991) ne soient pas atteignables par ce type de processus thermique. En effet, de telles températures ne pourraient être obtenues que pour des météoroïdes avec des périhélie situés à moins de $0,07$ UA, ou localement à la surface d'objets non isothermes plus gros qui pourraient posséder un régolite dans lequel des rochers métriques seraient chauffés sur toute leur surface grâce à de petits impacts modifiant l'orientation de ces roches superficielles. Il est intéressant de noter

ici que plusieurs études sont en désaccord avec les températures maximales estimées par Geiger and Bischoff (1991). Pour les CK6, Neff and Righter (2006) rapportent une température maximale de $\sim 650^{\circ}\text{C}$. Cette valeur est en accord avec l'observation systématique de pentlandite dans les CKs, minéral instable à des températures supérieures à 610°C (Craig, 1973). Si la température maximale du métamorphisme des CKs est donc d'environ 650°C , différentes intensités de chauffage radiatif correspondant à différentes tailles et/ou distances héliocentriques peuvent rendre compte de la gamme de températures métamorphiques estimée à la fois pour les CVs mais aussi pour les CKs.

IV.IV.3. Taille des chondrites CVs et CKs

La plupart des chondrites carbonées CVs et CKs collectées sur Terre sont des objets centimétriques (Fig. IV.8 et Tab. IV.3). Des rayons équivalents correspondant à des objets idéalement sphériques ont été calculés à partir des masses connues et en utilisant des densités de $2,9 \text{ g.cm}^{-3}$ pour les CVs et de $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ pour les CKs. La figure IV.8 montre que la distribution des tailles des CVs et des CKs est très similaire, excepté pour Allende et pour la classe de 1,5 cm, laquelle est deux fois plus importante pour les CKs que pour les CVs. Cependant, cette différence est la conséquence de la taille de classe utilisée et peut facilement être lissée en utilisant une autre échelle.

Des travaux récents sur les chondrites ordinaires estiment des taux d'ablation entre 78 et 91% du volume d'une météorite lors de son entrée dans l'atmosphère (Alexeev, 2003, 2004). Ayant une plus faible cohésion à cause d'une plus grande porosité, il est probable que les CCs subissent des taux d'ablation supérieurs aux chondrites ordinaires (Bland and Artemieva, 2003). Cela semble le cas si l'on regarde le seul taux d'ablation calculé pour une CV3 (Bukhara) (97%) en analysant la distribution des noyaux lourds (VH-nuclei) (Gorin et al., 2008). Grâce à l'analyse des radionucléides cosmogéniques, Matsumoto et al. (2002) ont calculé pour Kobe (CK4) un rayon pré-atmosphérique de 23 cm (taux d'ablation correspondant : 98,9% du volume), alors que Caffee et al. (2000) ont obtenu pour cette même météorite un rayon pré-atmosphérique de 10 cm (taux d'ablation correspondant : 99,9% du volume). Même si ces deux travaux donnent des résultats différents, les rayons estimés sont

du même ordre de grandeur et s'accordent à dire que Kobe devait être un objet de taille météoroïdale avant son entrée dans l'atmosphère terrestre. Les travaux de Bland and Artemieva (2003) sur la fragmentation de petits astéroïdes lors de leurs entrées dans l'atmosphère indiquent qu'une météorite pierreuse de masse inférieure à environ 100 kg n'est pas ou peu fragmentée et qu'environ 90% de sa masse est ablatée par l'atmosphère terrestre.

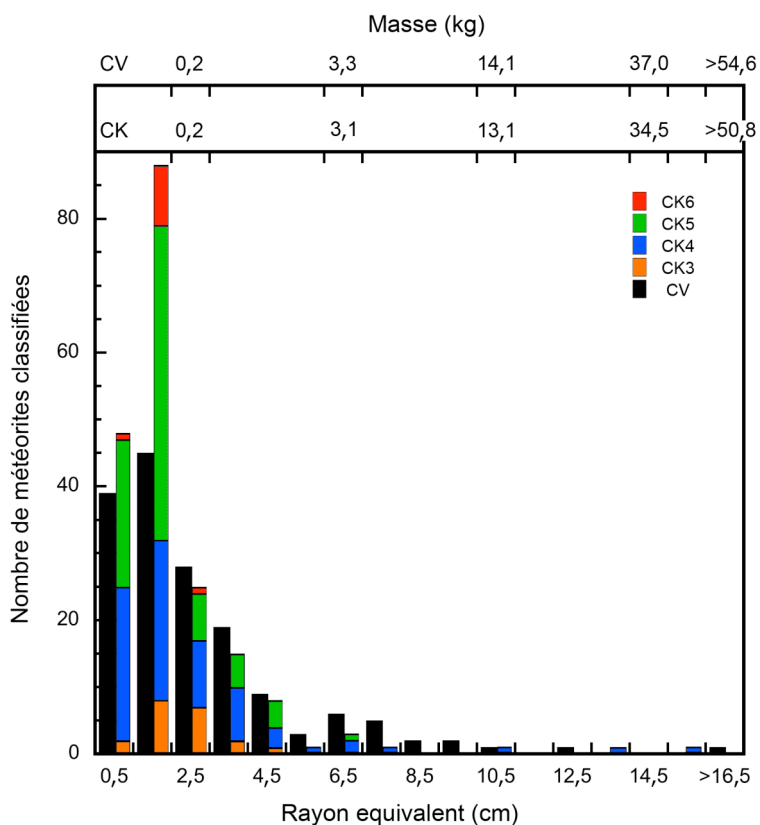


Figure IV.8 : Distribution de la taille (en rayon équivalent) et des masses correspondantes des CVs et des CKs classifiées. Les rayons équivalents sont calculés en assumant des objets sphériques avec des densités granulaires de $3,5 \text{ g.cm}^{-3}$ et des porosités de 17% pour les CVs et de 24% pour les CKs. La classe $> 16,5 \text{ cm}$ ne contient qu'Allende (2 tonnes). Les valeurs utilisées sont celles publiées par la « Meteoritical Bulletin database » (<http://www.lpi.usra.edu/meteor>), au 10 décembre 2009. Le nombre total de CKs est de 190, pour 161 CVs

Le tableau IV.3 compile les tailles pré-atmosphériques estimées pour quelques CVs et CKs, calculées sur la base d'un taux d'ablation de 90 et 99% de leur volume initial et en considérant une fragmentation nulle. Selon nos calculs, les CVs et CKs connues auraient respectivement un rayon équivalent pré-atmosphérique médian de 4,0 et 3,1 cm pour 90% d'ablation (8,5 et 6,7 cm pour 99% d'ablation). Même Allende, qui est pourtant la météorite la plus massive parmi ces deux groupes de chondrites, n'aurait eu qu'un rayon d'environ 1,2 m avant sa rentrée dans l'atmosphère, en considérant une ablation de 90% de son volume

(environ 2,5 m pour 99% d'ablation). Parmi tous les autres échantillons de CVs et de CKs, seulement Karoonda pourrait avoir eu un rayon pré-atmosphérique supérieur à 50 cm (environ 70 cm en assumant 99% d'ablation) (Tab. IV.3). Nos calculs, ainsi que les estimations des tailles pré-atmosphériques disponibles dans la littérature, indiquent que toutes les CVs et les CKs étaient probablement des objets de type météoroïde avant leur chute sur Terre. Ils sont donc susceptibles d'avoir été métamorphisés par chauffage radiatif.

	Masse	Rayon équivalent (cm)	Rayon pré-atmosphérique théorique (cm)	
			Ablation: 90% vol.	Ablation: 99% vol.
CV	76 g	2	4	9
Allende	~2000 kg	55	118	254
Axtell	6,2 kg	8	17	37
Kaba	3 kg	6	14	29
Bali	1 kg	4	9	20
CK	33 g	2	3	7
NWA 1665 (CK3)	1,185 kg	5	10	22
Karoonda (CK4)	41,730 kg	16	33	72
NWA 1563 (CK5)	2,95 kg	6	14	30
Y-82191 (CK6)	147,5g	2	5	11

Tableau IV.3 : Masses et tailles (en rayons équivalents) avant et après l'entrée dans l'atmosphère, du groupe des CVs et des CKs (valeurs médianes) et de quelques météorites sélectionnées parmi les plus massives connues dans chacun de ces deux groupes. Les rayons équivalents sont calculés en assumant les objets sphériques, avec des densités granulaires de $3,5 \text{ g.cm}^{-3}$ et des porosités de 17% pour les CVs et de 24% pour les CKs. Les valeurs utilisées sont celles publiées par la « Meteoritical Bulletin database » (<http://www.lpi.usra.edu/meteor>), au 10 décembre 2009.

Une étude récente menée par Čapek and Vokrouhlický (2010) remarque que dans le cas un objet carboné de diamètre $> 0,1 \text{ m}$ situé à des distances héliocentriques $< 0,2 \text{ UA}$, la force des contraintes thermiques associées au gradient de température peut dépasser le seuil de cohésion du matériau et ainsi provoquer la formation de fractures voire même dans certains cas la dislocation complète de l'objet. Ce phénomène pourrait être à l'origine de la petite taille systématique des échantillons de CK et de leurs probables tailles pré-atmosphériques.

IV.IV.4. Un processus dynamiquement réaliste ?

A cause de divers phénomènes de résonance avec les planètes telluriques et les planètes géantes, certains paramètres orbitaux (a , e , i) d'astéroïdes, et en particulier de NEOs,

vont varier au cours du temps (e.g., Williams and Wu, 1993; Morbidelli et al., 2002; Michel et al., 2005). Alors qu'environ 70% des NEOs finissent par rentrer en collision avec le Soleil (Farinella et al., 1994; Morbidelli et al., 2002, et références), une partie de ceux ayant de faibles périhélie (e.g., $q < 0,3$ UA) peuvent conserver des orbites stables pendant des durées pouvant aller jusqu'à plusieurs millions d'années (Michel and Delbo, 2010). En effet, il a été démontré que les NEOs, qui ont une probabilité de 80% ou plus d'avoir eu dans le passé des distances au périhélie $\leq 0,1$ UA, peuvent garder des orbites stables avec des périhélie situés à moins de 0,1 UA pendant des périodes allant de 4 000 ans (1036 Ganymed) à 1,9 Ma (137924 2000 BD19), la moyenne étant de 0,3 Ma (Marchi et al., 2009).

Par conséquent, même si un météoroïde n'est significativement chauffé que quelques heures voir quelques jours lors de chaque révolution autour du Soleil (Fig. IV.7, et par exemple le NEO 137924 2000 BD19 qui possède actuellement une distance au périhélie de 0,092 UA et qui passe environ 2,4 jours à une distance héliocentrique inférieure à 0,1 UA), l'accumulation de passages aux abords du Soleil pendant une longue période d'orbites stables peut étendre la durée du métamorphisme par chauffage radiatif. En supposant une période orbitale de 2 ans, des paramètres orbitaux favorables constants sur une durée de 0,1 Ma et des températures proches du maximum maintenues pendant 1 jour à chaque révolution, la durée totale du pic de métamorphisme est alors de 50 000 jours. Cet ordre de grandeur est intermédiaire à celui communément admis pour les processus corps-parents (plusieurs millions d'années) (Huss et al., 2006) et pour les épisodes de choc (de quelques secondes à quelques jours) (Beck et al., 2005). Il est également en accord avec les durées obtenues par l'analyse des profils de diffusion dans les chondres non équilibrés de CKs (voir chapitre III).

Au 5 décembre 2011, 133 NEOs sur les 6 500 connus ont des distances au périhélie inférieures à 0,3 UA, par exemple 3200 Phaethon (0,14 UA) et 2005 HC4 (0,07 UA). Parmi ces 6 500 NEOs connus, 752 ont une possibilité supérieure à 50% d'avoir eu dans le passé un périhélie situé à moins de 0,3 UA (Marchi et al., 2009). Cependant, combien de NEOs ont pu passer un temps significatif à des distances au périhélie inférieures à 0,3 UA et impacter la Terre tout en produisant une chute de météorite ?

D'après Morbidelli and Gladman (1998), une vitesse de collision avec la Terre de 20 km.s^{-1} est considérée comme la vitesse maximale au-delà de laquelle il n'est plus possible d'obtenir une chute de météorite à partir de l'impactant. Pour chaque NEO, les probabilités de collision avec la Terre et les vitesses moyennes d'impact ont été calculées en moyennant

toutes les configurations orbitales possibles pendant la précession des NEOs au cours de la variation de leurs orbites et en tenant compte de l'attraction gravitationnelle de la Terre. Pour la Terre, nous avons utilisé une orbite fixe ($a = 1$ UA, $e = 0,0167$ et $i = 0^\circ$). Les calculs ont été réalisés en collaboration avec Marco Delbo et Alessandro Morbidelli de l'Observatoire de la Côte d'Azur en utilisant le code développé par Farinella and Davis (1992). Ainsi, parmi les 6500 NEOs connus, 42 ont une probabilité supérieure à 50% d'avoir eu dans le passé des distances au périhélie inférieures à 0,3 UA et une probabilité non nulle de rencontrer la Terre avec une vitesse inférieure à 20 km.s^{-1} .

Ces résultats montrent qu'il est donc dynamiquement possible pour un NEO, qui s'est retrouvé dans le passé proche du Soleil, de rencontrer la Terre et d'être à l'origine de la chute d'une météorite. Cela peut être le cas d'environ 0,7% des NEOs inventoriés. Cependant, l'estimation du nombre de NEOs de tailles inférieures à 10 m est de l'ordre du milliard (Alessandro Morbidelli, communication personnelle), même si ces objets sont actuellement impossibles à observer à cause de la limite de détection des instruments d'observation. En dépit de cette faible probabilité, plusieurs millions de NEOs métriques pourraient tout de même avoir eu des périhélie situés à l'intérieur de l'orbite de Mercure tout en étant une source potentielle de chute de météorite. Ces objets pourraient avoir été éjectés de leurs corps parents carbonés géocroiseurs lors d'épisodes de choc. Ainsi formés, ces essaims de météoroïdes peuvent être affectés par le rayonnement solaire lors de leurs passages au périhélie. La fragmentation d'un astéroïde de type C en un essaim de petits objets géocroiseurs est réaliste : ce phénomène est invoqué pour les Géminides. En effet, il est actuellement supposé que ces objets ont pu être formés suite à un impact à la surface de l'astéroïde 3200 Phaethon (Gustafson, 1989; Williams and Wu, 1993).

IV.V. Conclusions

Nous avons démontré que le chauffage radiatif est un mécanisme possible pour le métamorphisme de météoroïdes carbonés, les températures atteintes pouvant aller jusqu'à

environ 730°C. Ces objets doivent avoir des paramètres orbitaux et physiques favorables, ce qui représente certainement une faible proportion de la population totale des géocroiseurs. Cependant, cette probabilité est en accord avec la faible proportion de CKs (et de CVs), 0,49% (en nombre) des météorites connues, par comparaison à la totalité des chondrites (Tab. I.6).

Le chauffage radiatif serait un processus secondaire affectant des petits fragments d'astéroïdes. Ce processus ne doit donc pas être considéré comme un processus corps-parent, dans le sens où il n'a pas eu lieu sur l'astéroïde avant sa fragmentation.

Greenwood et al. (2010a) ont proposé pour les CVs et les CKs un modèle de corps parent thermiquement stratifié, les lithologies les plus métamorphiques (CK) étant situées au coeur et les moins chauffées (CV) à la surface. Ce modèle est similaire à celui adopté pour les chondrites ordinaires (Trieloff et al., 2003; Wood, 2003). Des données paléomagnétiques récentes réalisées sur des CVs suggèrent que la magnétisation rémanente mesurée dans ces échantillons est cohérente avec la présence d'une dynamo (e.g., Weiss et al., 2010a; Elkins-Tanton et al., 2011; Humayun and Weiss, 2011). Le ou les corps parents des CVs pourraient être des planétésimaux partiellement différenciés composés d'un noyau métallique, d'un manteau fondu et d'une croûte chondritique, les lithologies CV3 étant situées en surface et les lithologies métamorphiques (CK4–6) en profondeur. Cependant, ces modèles de corps parents ne rendent pas compte de la texture particulière des matrices des CKs qui n'est pas cohérente avec des durées de métamorphisme de plusieurs millions d'années caractérisant un épisode thermique classique causé par la désintégration d'isotopes radioactifs. Le chauffage radiatif est quant à lui un mécanisme permettant de produire des événements thermiques ayant des durées de l'ordre de l'année à la dizaine de milliers d'années, durées intermédiaires aux échelles de temps d'un événement thermique de choc et de désintégration radioactive.

Dans tous les cas, si l'on accepte un corps parent unique pour les CVs et les CKs, un impact est nécessaire pour fragmenter cet objet. La découverte de brèches polymictes contenant des clastes de CV ou de CK de différents types pétrologiques à l'intérieur d'une même météorite (comme cela est connu dans les OCs et les Rumurites) pourrait être une évidence forte en faveur d'un corps parent initialement stratifié. Actuellement, de telles brèches sont inconnues dans les CVs et les CKs. Toutefois, des travaux récents décrivent la présence de clastes métamorphiques dans deux CV3, Mokoia et Yamato-86009 (Jogo et al.,

2011a, 2011b). D'un autre côté, parmi l'essaim d'objets formé par la fragmentation d'un corps parent initialement homogène de type CV3, des météoroïdes de différents types pétrologiques pourraient être obtenus, en fonction de leurs tailles, de leurs distances héliocentriques et du nombre de passage au périhélie, par chauffage radiatif.

Nous avons donc démontré que le chauffage radiatif doit être considéré comme une source possible de chaleur pour des météoroïdes carbonés. Pour tester ce modèle et valider définitivement ce processus, notamment d'un point de vue du régime thermique, comme source de chaleur potentielle du métamorphisme des CVs et des CKs, il est nécessaire de le confronter à l'expérimentation. Ce travail est le sujet du chapitre suivant.

V. Expérimentation à haute température et basse pression (HT-BP)

A l'heure actuelle, la seule étude expérimentale décrivant de manière détaillée l'évolution texturale d'une chondrite carbonée lors d'un recuit à HT-BP a été réalisée par Matza and Lipschutz (1978) sur Murchison (CM2). Malgré quelques études expérimentales de recuit de fragments bruts d'Allende (Geiger et al., 1989; Geiger and Bischoff, 1995), il n'existe pas dans la littérature de description complète de l'évolution texturale à HT-BP d'une matrice de type CV. La seule étude expérimentale détaillée sur le recuit d'Allende a été réalisée pour analyser le comportement des éléments volatils durant un épisode thermique de haute température (Wulf et al., 1995). Nous avons donc mené une série d'expériences HT-BP en four 1 atmosphère avec contrôle de la fugacité d'oxygène dans le but de reproduire les textures caractéristiques des matrices des CKs. Ainsi, nous pourrions vérifier si un régime thermique de HT et de courte durée peut expliquer les observations pétrologiques et texturales décrites précédemment. Cela nous permettra alors de tester notre hypothèse du chauffage radiatif comme source de chaleur à l'origine du métamorphisme des CKs. Jamais réalisé, nous avons également essayé d'équilibrer chimiquement deux CVs : Allende et NWA 779. En effet, d'un point de vue de la composition chimique des olivines, est-il raisonnable de supposer que les CKs proviennent du rééquilibrage d'un précurseur de type CV ? Enfin, nous étudierons l'évolution des compositions chimiques des oxydes, en particulier celles des magnétites, pour caractériser les conséquences du métamorphisme d'une CV dans des conditions d'oxydation similaires à celles des CKs.

V.I. Méthodes et conditions expérimentales

V.I.1. Four 1 atmosphère

Nous avons réalisé toutes nos expériences au LMV dans un four vertical à 1 atmosphère avec contrôle de la fugacité d'oxygène. Ce four a été fabriqué par la compagnie ETR de Grenoble et mis au point par Pierre Boivin (Fig. V.1). Le tube d'expérimentation en céramique (Al₂O₃ Degussa) a un diamètre interne de 50 mm et est entouré de plusieurs couches d'isolants thermiques en fibre d'alumine. Il est situé entre les éléments chauffants constitués de 6 épingles Super-Kanthal (MoSi₂) qui permettent des montées en température jusqu'à 1700°C. La température est régulée à l'aide d'un thermocouple PtRh6-PtRh30 situé dans la canne porte échantillon et calibré à partir du point de fusion de l'or (1064°C) et du palladium (1552°C). Une calibration de la canne porte échantillon a été réalisée avant nos expériences afin de déterminer la position du point chaud dans le four.

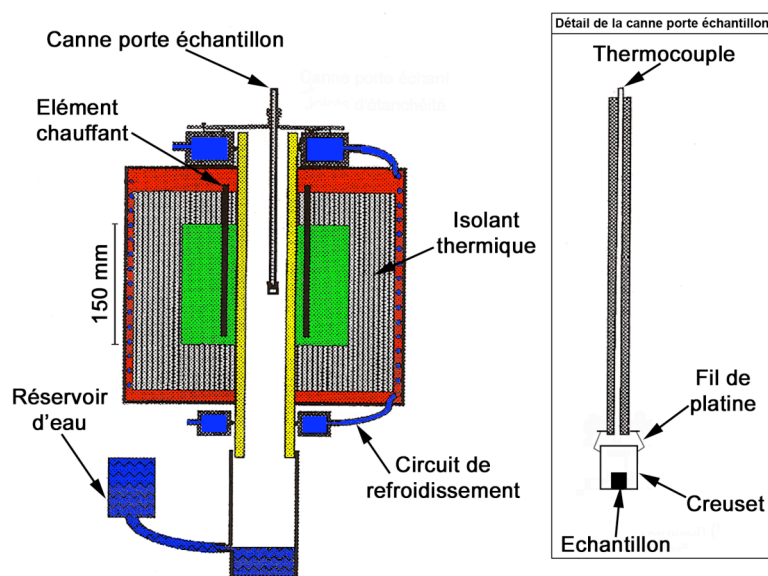


Figure V.1 : Schéma du four vertical à 1 atmosphère avec contrôle de la fugacité d'oxygène utilisé pour ce travail. Modifié d'après Faure (2001) et Desgrolard (1996).

Lors de nos expériences, la fugacité d'oxygène est imposée par un mélange de gaz CO₂-H₂. Ce mélange de gaz est contrôlé par deux débitmètres massiques BROOKS de type 5850TR. L'électronique d'affichage et de consigne des débitmètres massiques est composé

d'un coffret BROOKS de type 5876 (15 W) à 2 voies réglées, comprenant 2 potentiomètres de consigne débit et un sélecteur de voies pour l'affichage du débit.

Pour l'expérience F2-999, nous avons suspendu les échantillons à un fil de platine pré-saturé en fer. Pour les autres expériences, les charges ont été placées dans un creuset en zircone percé dans sa partie supérieure et maintenu à la canne porte échantillon par un fil de platine (Fig. V.1). Aucune réaction entre le creuset en zircone et nos charges expérimentales n'a été observée. Les échantillons n'ont pas été trempés.

V.I.2. Charges expérimentales

Les deux échantillons de CV utilisés pour cette étude sont Allende et NWA 779. Ces deux CVs ont été choisies en partie à cause de leur caractère oxydé, les CKs montrant de plus fortes similarités avec les CV_{Ox} qu'avec les CV_R (Greenwood et al., 2010a). De plus, les masses disponibles pour ces deux CVs permettaient d'envisager une série d'expérimentations HT-BP.

La matrice d'Allende est composée d'un assemblage homogène de grains d'olivine dont la taille moyenne est $\sim 6,1 \pm 0,2 \mu m$ (Fig. V.2a). Les olivines matricielles ont des compositions moyennes $Fa_{50,0 \pm 5,0}$ et contiennent moins de 0,1 wt% de NiO. La matrice contient aussi quelques grains de pyroxène, de magnétite et de sulfure.

La matrice de NWA 779 se compose d'olivine ($Fa_{45,4 \pm 4,1}$, NiO < 0,1 wt%), à la fois présente sous la forme de cristaux tabulaires de 10–15 μm et d'un assemblage à grains fins de 2 à 5 μm (Fig. V.2b). La matrice contient également quelques grains de magnétite, de pyroxène et plus rarement de métal. Des sulfures sont présents dans la matrice de NWA 779, mais en moins grande quantité que dans Allende. La taille des olivines matricielles, leur composition moyenne et le degré de maturité de la matière carbonée (voir chapitre III) indiquent que NWA 779 est légèrement plus équilibrée qu'Allende.

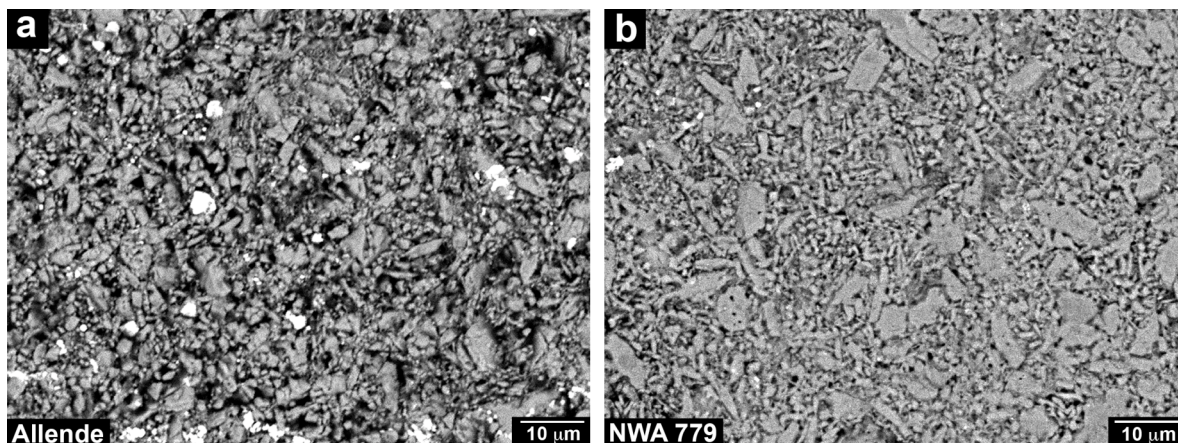


Figure V.2 : Images BSE de la matrice d'Allende (a) et de NWA 779 (b), les deux CV3 utilisées pour cette étude expérimentale.

Nous avons utilisé pour nos expériences deux types de charges expérimentales. Dans un premier temps, et ce dans le but d'étudier l'évolution texturale des matrices de CVs au cours d'un épisode de recristallisation métamorphique, nous avons découpé à la scie à fil des cubes de 2 mm d'arête dans une tranche d'Allende (Fig. V.3). Les cubes ont ensuite été placés directement dans le creuset en zircone.

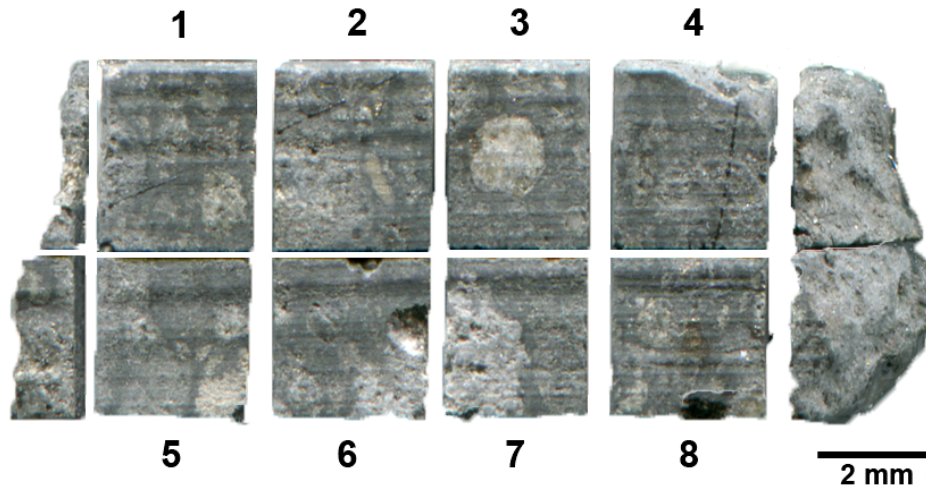


Figure V.3 : Fragments d'Allende découpés à la scie à fil dans une tranche de 2 millimètres d'épaisseur. Les cubes 1 à 5 ont été utilisés dans nos expériences.

Dans un second temps, nous avons choisi de travailler sur des poudres d'Allende et de NWA 779 pour étudier la composition chimique d'équilibre de l'olivine dans ces deux CVs. En effet, équilibrer chimiquement les olivines de chondres de plusieurs centaines de microns nécessiterait des durées expérimentales trop importantes. C'est pourquoi, pour essayer d'équilibrer la composition chimique des olivines en des temps raisonnables (quelques heures

ou tout au plus quelques jours), nous avons choisi de travailler sur des poudres. Nous avons broyé ~1,5 g d'Allende et ~1,4 g de NWA 779 dans un broyeur à anneau puis dans un broyeur à billes en agate pour obtenir la poudre la plus fine et la plus homogène possible. Malgré la présence de quelques grains d'olivines magnésiennes de 10 à 15 μm correspondant à des morceaux de chondres, cette poudre est homogène et composée de grains de tailles inférieures à 10 μm (Fig. V.4). Nous avons ensuite compacté cette poudre sous forme de cylindres (d'un diamètre à la base de 2 mm et d'une hauteur d'environ 4 mm), pour augmenter la surface de contact entre les grains et ainsi favoriser la diffusion. Les cylindres ont ensuite été placés directement dans le creuset en zircone.

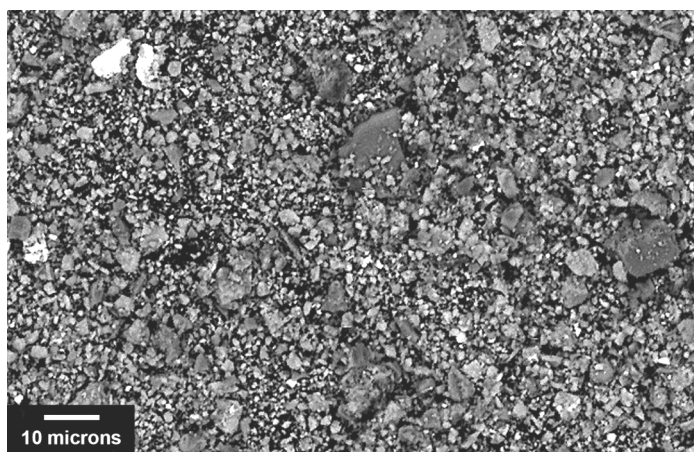


Figure V.4 : Image BSE de la poudre d'Allende utilisée au cours de nos expériences.

V.I.3. Conditions temps-température- f_{O_2}

V.I.3.1. Températures du métamorphisme des CKs dans la littérature

Actuellement, il n'existe que peu d'estimations de la température de métamorphisme des CKs. Les quelques valeurs présentes dans la littérature ont été obtenues par des techniques différentes et varient de façon importante d'une étude à l'autre.

La première estimation de la température de métamorphisme d'une CK a été obtenue par Clayton et al. (1977). En étudiant la distribution des composants pré-solaires, Clayton et al. (1977) suggèrent une température de métamorphisme pour Karoonda (CK4) de 580°C. Par la suite, Geiger and Bischoff (1991) ont utilisé la méthode définie par Lindsley and Andersen (1983) permettant d'obtenir une température de métamorphisme à partir de l'analyse des compositions des pyroxènes. Geiger and Bischoff (1991) ont alors proposé une gamme de température de 550–650°C pour les CK4, 650–800°C pour les CK5 et 800–1000°C pour les CK6. Noguchi (1993) a quant à lui analysé la distribution Fe/Mg entre les olivines et les spinelles pour conclure que les températures d'équilibre de Karoonda (CK4), de Maralinga (CK4) et de EET 87507 (CK5) devaient être supérieures à 700°C. En se basant sur le fractionnement $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre différents minéraux, Clayton and Mayeda (1999) ont suggéré pour les types 4 des températures de 590 à 630°C. Quelques années plus tard, deux études de la température de métamorphisme de Kobe (CK4), réalisées par Tachibana et al. (2002) et Nakamuta et al. (2001) qui ont étudié respectivement les compositions chimiques des pyroxènes et des plagioclases, donnent des valeurs d'environ 800°C et 700°C. Enfin, les estimations les plus récentes proviennent des travaux de Neff and Richter (2006) qui proposent, en se basant sur la distribution du Fe et du Ti entre l'ilménite et la magnétite, une gamme globale de température de métamorphisme pour les CKs de 277–653°C.

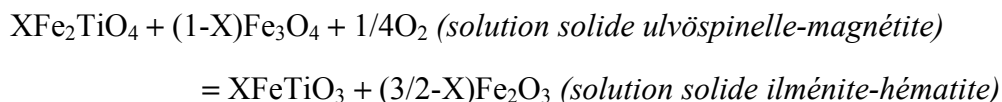
Même si tous ces travaux donnent des résultats variés (probablement la conséquence de l'utilisation de méthodes diverses ; voir chapitre VI), ils semblent néanmoins s'accorder sur le fait que les CKs n'ont pas été chauffées à plus de 1000°C. Par ailleurs, et en accord avec la présence de grossulaire dans les CAIs (minéral instable au-delà de 800°C ; Yoder (1954)) et de pentlandite dans toutes les CKs observées (sulfure instable au-delà de 610°C ; Craig (1973)), il semblerait que la gamme de température de métamorphisme des CKs soit plutôt de l'ordre de celle estimée par Neff and Richter (2006) (277–653°C).

V.I.3.2. Estimation de la température et de la fugacité d'oxygène des CKs

Depuis Buddington and Lindsley (1964), de nombreuses études ont été menées dans le but de développer le thermo-oxydobaromètre Fe-Ti (e.g., Powell and Powell, 1977; Spencer

and Lindsley, 1981; Andersen and Lindsley, 1985; Lindsley and Andersen, 1988; Sack and Ghiorso, 1991; Ghiorso and Evans, 2008).

Pour calculer la fugacité d'oxygène et la température d'équilibre des paires ilménite-magnétite présentes dans les CKs, nous avons utilisé ce géothermomètre basé sur la distribution du Ti entre l'ilménite et la magnétite :



Après une étape de repérage en BSE de plusieurs paires ilménite-magnétite, nous avons analysé leurs compositions chimiques à la microsonde électronique. La température et la f_{O_2} des paires d'oxydes analysées ont ensuite été obtenues en utilisant la feuille de calcul Excel ILMAT (Lepage, 2003) qui regroupe le géothermomètre de Powell and Powell (1977), de Spencer and Lindsley (1981) et d'Andersen and Lindsley (1985), et en utilisant le calculateur en ligne de Ghiorso and Evans (2008) (<http://ctserver.ofm-research.org/OxideGeothrm/OxideGeothrm.php>). Ces différents géothermomètres donnent des résultats similaires. Cependant, celui de Ghiorso and Evans (2008) a été calibré en tenant compte de la possible présence d' Al_2O_3 . Les ilménites et les magnétites analysées pouvant contenir jusqu'à 8 wt% d' Al_2O_3 , nous avons donc décidé d'utiliser pour ce travail les calculs de f_{O_2} provenant du géothermomètre de Ghiorso and Evans (2008). Les résultats calculés à partir de ce géothermomètre sont donnés dans le tableau V.1.

	Température (°C)			f_{O_2}	ΔNNO
	moyenne (1 σ)	min.	max.	moyenne (1 σ)	moyenne (1 σ)
NWA 4422 (CK4)	392 (54)	283	479	-25,80 (3,99)	2,54 (1,09)
Maralinga (CK4)	432 (83)	289	497	-24,46 (6,13)	2,00 (1,26)
TNZ 057 (CK4)	536 (34)	500	591	-22,87 (1,79)	-1,37 (0,55)
NWA 2519 (CK4)	395 (63)	331	480	-27,65 (4,10)	0,57 (1,08)
NWA 765 (CK4/5)	449 (42)	417	497	-22,26 (2,33)	2,98 (0,54)
EET 90007 (CK5)	396 (31)	365	432	-25,60 (2,59)	2,34 (1,10)
LEW 87009 (CK6)	445 (110)	281	590	-24,23 (6,58)	1,84 (1,24)

Tableau V.1 : Températures et f_{O_2} calculées à partir des couples ilménite-magnétite en utilisant le géothermomètre Fe-Ti défini par Ghiorso and Evans (2008). ΔNNO calculé à partir du tampon NNO calibré par Huebner and Sato (1970).

A l'exception de TNZ 057, nos résultats montrent que les CKs semblent avoir enregistré des fugacité d'oxygène supérieures au tampon NNO (Tab. V.1, Fig. V.5). Ces résultats sont en accord avec la gamme de f_{O_2} donnée par Righter and Neff (2007) (Fig. I.12). Ce fort degré d'oxydation des CKs peut expliquer l'absence de métal, l'abondance de magnétite et les teneurs élevées en NiO des olivines matricielles (voir chapitre III). Pour les températures, elles varient entre environ 300 et 600°C. Cependant, aucune corrélation entre le type pétrologique des CKs et les températures obtenues n'est observée (Tab. V.1, Fig. V.5).

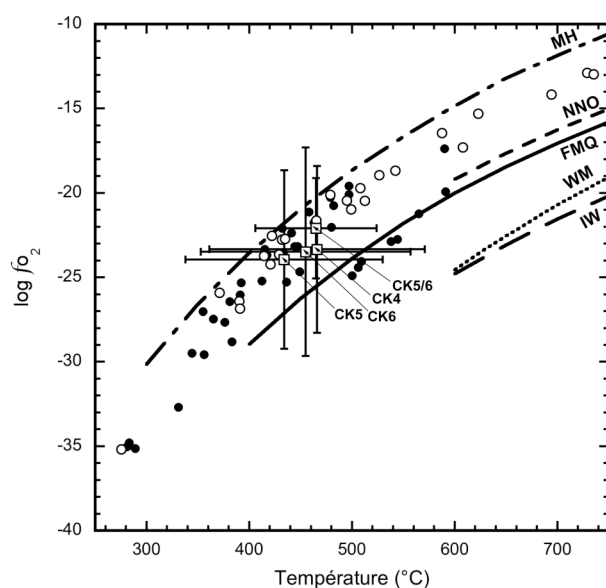


Figure V.5 : Diagramme f_{O_2} -température dans lequel ont été reportés les points correspondant aux paires ilménite-magnétite analysées lors de ce travail (ronds pleins) ainsi que par Geiger and Bischoff (1995) et Righter and Neff (2007) obtenus en utilisant le géothermomètre de Ghiorso and Evans (2008), et les courbes des tampons IW (Iron-Wüstite), WM (Wüstite-Magnetite), FMQ (Fayalite-Magnétite-Quartz), NNO (Nickel-Oxyde de Nickel) et MH (Magnétite-Hématite), d'après Huebner and Sato (1970), Huebner (1971) et Frost (1991). Les moyennes (carrés vides) ont été calculées à partir de nos données et de celles de Geiger and Bischoff (1995) et de Righter and Neff (2007).

V.I.3.3. Conditions expérimentales

Les conditions temps-température- f_{O_2} de nos expériences sont présentées dans le tableau V.2. Lors d'une expérience de recuit d'un fragment d'Allende à 800°C pendant 64 heures, Geiger et al. (1989) n'ont observé aucun changement significatif. Par conséquent, si l'on souhaite observer une quelconque modification texturale et chimique tout en gardant des durées expérimentales raisonnables (quelques jours), il est donc nécessaire de chauffer nos échantillons à plus de 800°C. Pour limiter la durée de nos expériences, nous avons donc soumis nos échantillons à des températures variant entre 900 et 1200°C, températures supérieures à celles obtenues par l'analyse du partage Fe-Ti entre l'ilménite et la magnétite (~300–600°C). Cela implique qu'il sera nécessaire de prendre du recul lorsque nous

comparerons les textures des CKs avec celles des échantillons expérimentaux. L'expérience F2-999 de recuit d'un fragment d'Allende a été réalisée à 1200°C, soit 25°C au-dessus du solidus d'Allende à 1 atmosphère (Fig. V.6) (Agee et al., 1995; Agee, 1997).

N° Exp.	Echantillon	Température (°C)	f_{O_2}	Temps (h)
F2-999	Allende (fragment) NWA 779 (fragment)	1200	-8,30 (QFM)	65
F2-1126	Allende (fragment #1)	900	-11,00 (NNO+0,9)	70
F2-1127	Allende (fragment #2)	1100	-8,80 (NNO)	30
F2-1131	Allende (poudre)	1100	-8,80 (NNO)	40
F2-1133	Allende (poudre)	1100	-9,54 (QFM)	120
F2-1134	Allende (poudre)	1150	-9,40 (QFM-0,5)	65
F2-1135	Allende (fragment #3) NWA 779 (poudre)	1100	-9,54 (QFM)	75
F2-1145	Allende (fragment #4) NWA 779 (poudre)	1000	-10,22 (NNO)	30
F2-1146	Allende (fragment #5)	1100 et 800	-8,80 et -13,87 (NNO)	50

Tableau V.2 : Synthèse des conditions temps-température- f_{o_2} des expériences HT-BP réalisées lors de ce travail en four 1 atmosphère sous atmosphère contrôlée.

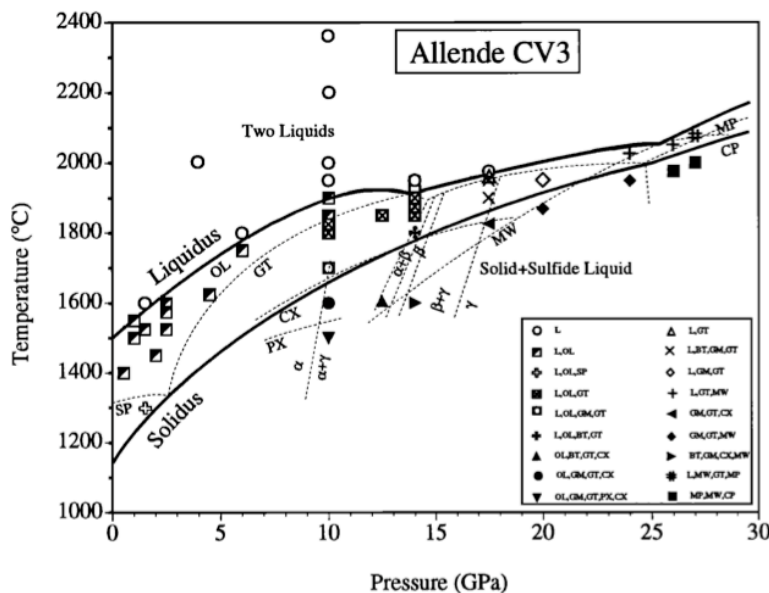


Figure V.6 : Diagramme pression-température d'Allende.
(Agee et al., 1995).

Durant l'expérience F2-1146, nous avons fait varier la température pour simuler les conditions thermiques subies par un objet métamorphisé par chauffage radiatif lors de deux passages à son périhélie. La figure V.7 illustre le régime thermique de l'expérience F2-1146

au cours du temps. La f_{O_2} a été modifiée pendant l'expérience pour maintenir des conditions d'oxydo-réduction constantes correspondant au tampon NNO.

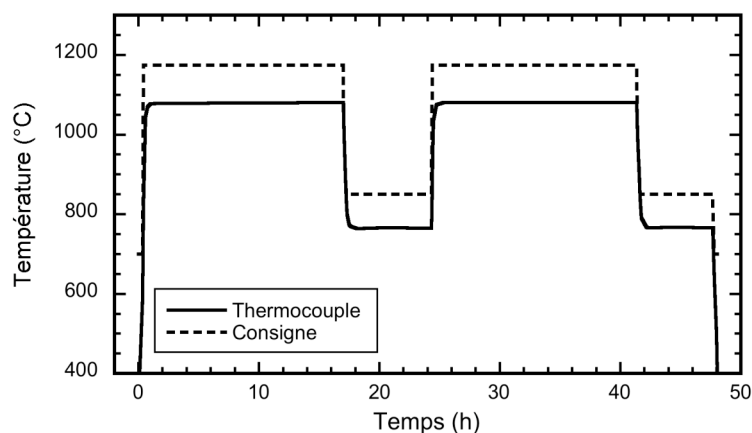


Figure V.7 : Variation de la température de consigne et de celle du thermocouple en fonction du temps pour l'expérience F2-1146.

V.II. Résultats

V.II.1. Textures et minéralogie des matrices

En comparant la matrice initiale d'Allende (Fig. V.2a) avec celle de nos échantillons chauffés (Fig. V.8), nous avons pu étudier l'évolution de la texture d'une matrice de type CV, initialement à grains fins, lorsqu'elle est soumise à une augmentation de température.

La première étape de la recristallisation de la matrice d'Allende ($T < 1000^{\circ}\text{C}$) est caractérisée par l'apparition de cristaux d'olivine arrondis de 5–10 μm et de cristaux tabulaires de 10–20 μm de long (Fig. V.8a). Ces olivines ne sont pas vésiculées et ne contiennent pas d'inclusions d'oxydes et de sulfures.

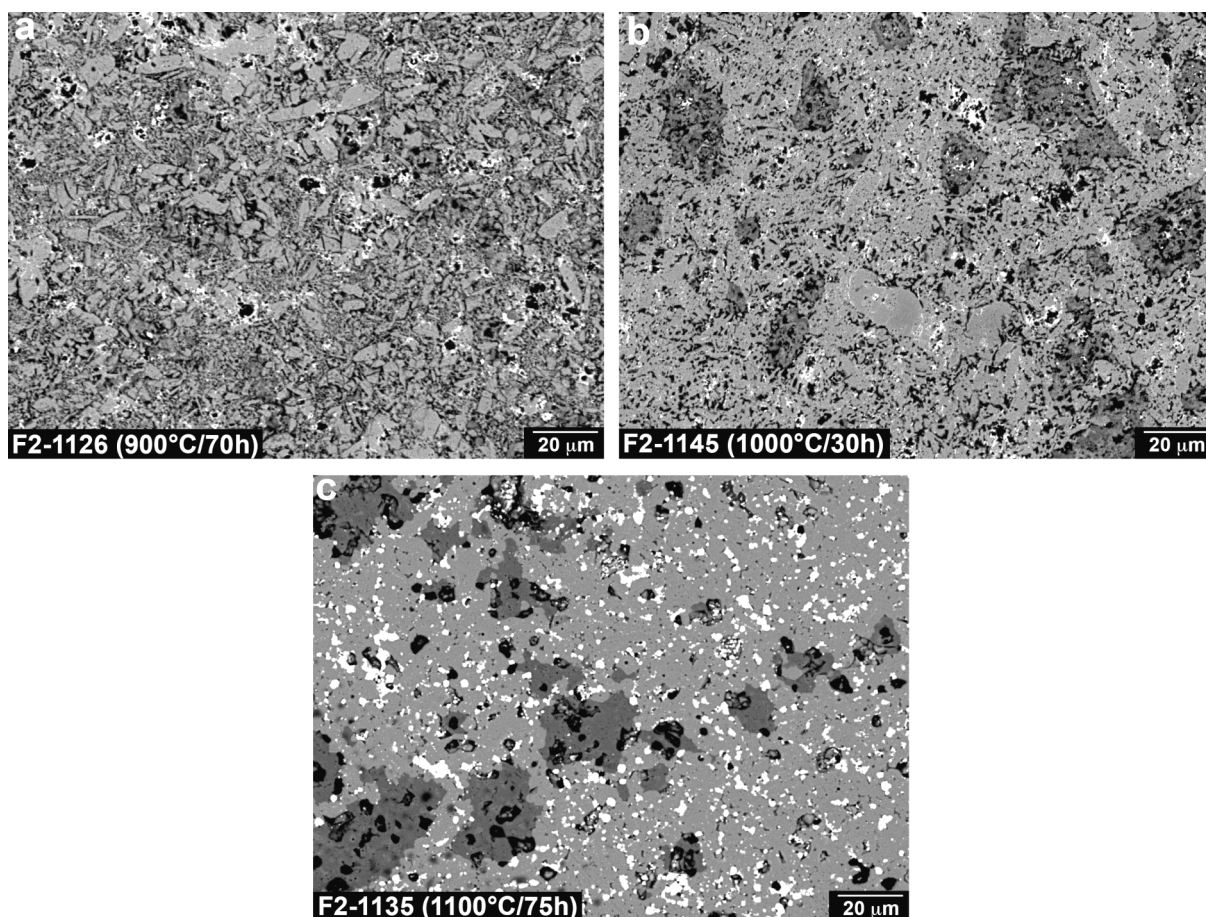


Figure V.8 : Images BSE des textures des matrices de différents fragments recuits d'Allende (CV3).

Pour des températures de 1000°C à 1100°C, la texture initiale à grains fins d'Allende disparaît progressivement (Fig. V.8b). On observe alors l'apparition d'agrégats de pyroxène calcique de 10 à 40 µm dispersés dans la matrice. Quelques rares grains de pyroxène pauvre en calcium et de feldspath ont aussi été observés dans ces matrices. Au coeur des grains d'olivine et de pyroxène calcique, des vésicules et des petites inclusions de magnétite de quelques microns apparaissent. Quelques inclusions de sulfure y ont aussi présents. La recristallisation progressive de la matrice provoque également l'apparition d'une vésicularité localisée au niveau de certains anciens joints de grains.

Pour des expériences de courtes durées (30 h), les textures des matrices obtenues à 1000°C et 1100°C sont similaires. La seule différence observée est l'augmentation de la taille moyenne des grains, conséquence de la disparition des plus petits grains lors de la maturation texturale de la matrice. L'échantillon F2-1127 (1100°C/30 h) contient également quelques zones plus recristallisées composées de grains d'olivine pour lesquels il devient très difficile en BSE de distinguer les bordures. Ces zones plus recristallisées contiennent un nombre plus

important d'inclusions de magnétite (1–5 μm). La taille et la densité des vésicules à l'intérieur des grains d'olivine et de pyroxène sont toutefois semblables à ce que l'on peut observer dans les parties moins recristallisées.

Pour des durées plus longues (75 h), la matrice est entièrement recristallisée (Fig. V.8c). Dans ces expériences, la texture initiale d'Allende a totalement disparu. Les agrégats de pyroxène ont des tailles variant entre 10 et 50 μm . Quelques grains de plagioclase de 5 à 10 μm de large sont aussi présents dans ces matrices. Les tailles moyennes des vésicules et des inclusions de magnétite sont plus importantes que dans les échantillons moins recristallisés (Fig. V.8b,c).

En comparaison des expériences F2-1127 et F2-1135 réalisées à une température constante de 1100°C, la variation de température durant l'expérience F2-1146 n'a provoquée que peu de modifications texturales et minéralogiques. La durée de l'expérience (50 h) étant intermédiaire à celles de F2-1127 (30 h) et F2-1135 (75 h), la matrice a donc une texture ayant un degré de recristallisation intermédiaire à ces deux expériences. Le nombre de vésicules et d'inclusions de magnétite est le même que dans l'expérience F2-1127. Quant aux tailles moyennes de ces vésicules et de ces inclusions, elles sont intermédiaires à celles observées dans les expériences F2-1127 et F2-1135.

Les résultats des expériences réalisées à 1200°C sont en accord avec les données de Agee et al. (1995) et de Agee (1997), à savoir un début de fusion d'Allende à pression atmosphérique autour de 1175°C (Fig. V.9a). La matrice possède une texture magmatique composée de cristaux automorphes d'olivine (de 10 à plus de 100 μm de large) délimités par des poches de liquide. Les cœurs de certains grains d'olivine contiennent une forte concentration de vésicules et quelques inclusions de magnétite pouvant mesurer jusqu'à 2 μm de large. La texture de la matrice du fragment de NWA 779 chauffé à 1200°C est similaire à celle d'Allende (Fig. V.9b).

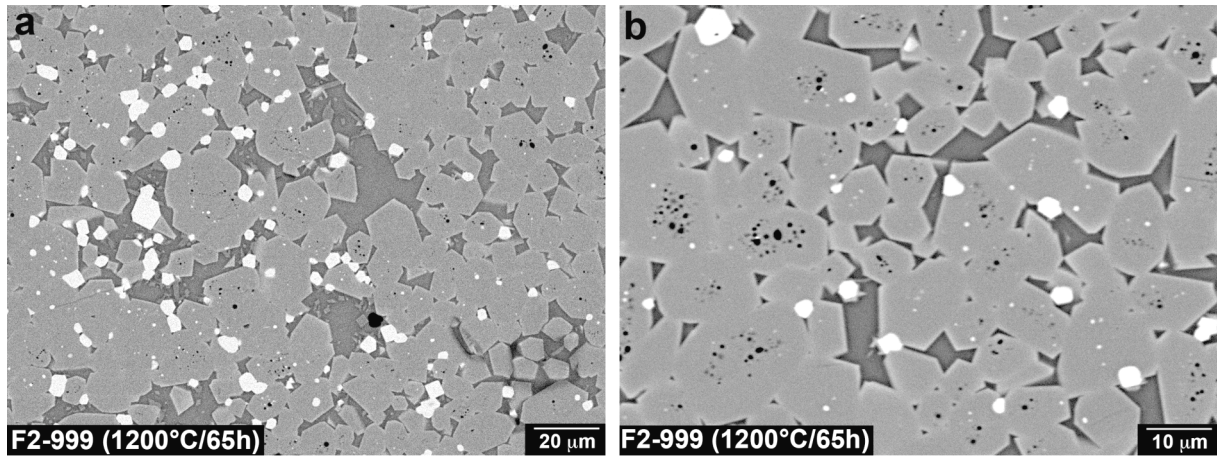


Figure V.9 : Images BSE de la texture magmatique de la matrice de fragments recuits d'Allende (a) et de NWA 779 (CV3) (b) chauffés à 1200°C pendant 65 h. Les oxydes situés au contact de poches de liquide sont des chromites. Les cœurs des olivines contiennent de nombreuses vésicules et quelques inclusions de magnétites chromifères.

A l'exception de l'échantillon F2-1126 (le moins recristallisé), les fragments recuits contiennent des alignements de magnétites longs de plusieurs dizaines de microns traversant l'olivine (Fig. V.10).

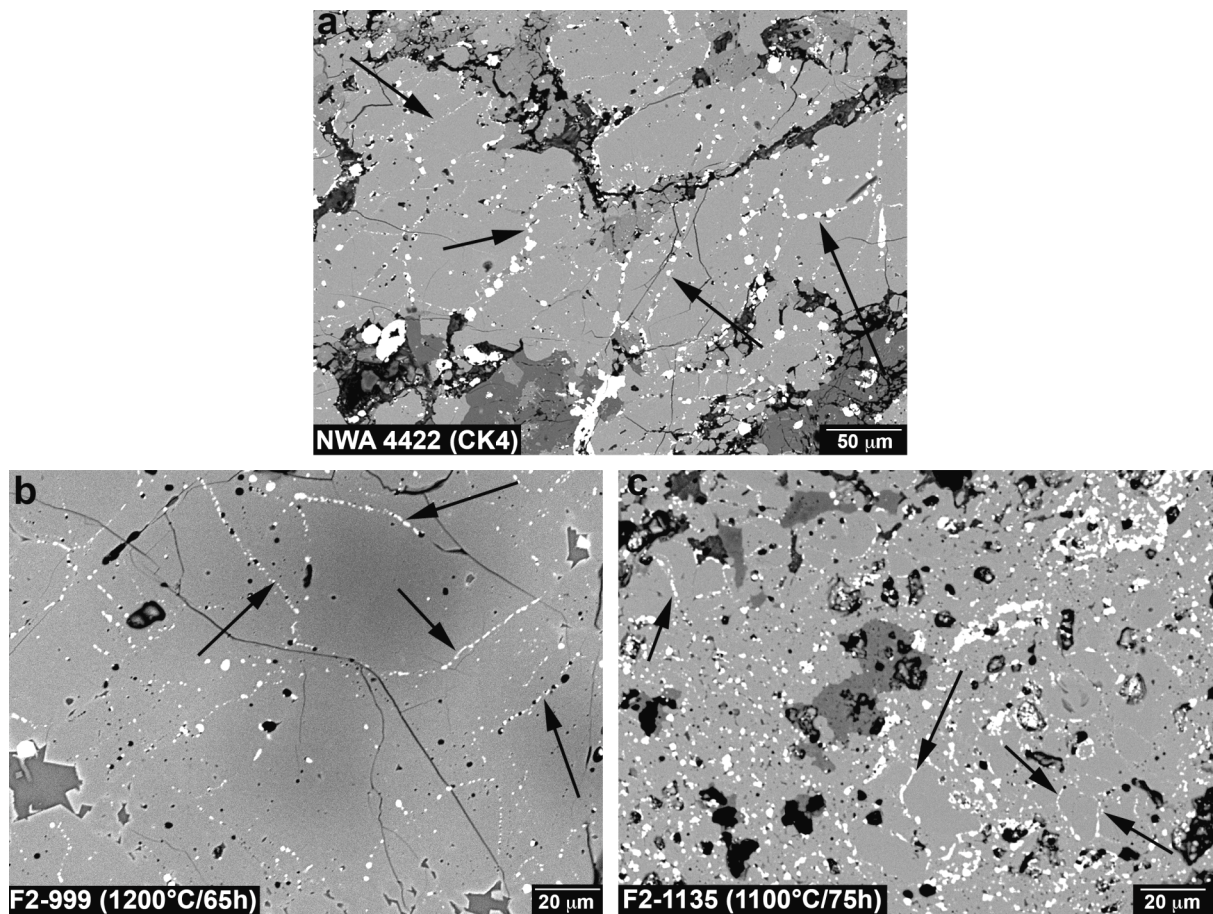


Figure V.10 : Images BSE d'alignements de magnétites dans NWA 4422 (CK4) (a) et dans un fragment recuit de NWA 779 (b) et d'Allende (c).

V.II.2. Equilibration chimique de l'olivine

Des analyses représentatives et les teneurs moyennes en fayalite des olivines sont données, respectivement dans le tableau V.3 et V.4. Dans le cas de fragments recuits, les teneurs moyennes en fayalite des olivines ont été calculées uniquement à partir des olivines matricielles.

	F2-999		F2-1126	F2-1127	F2-1131	F2-1133	F2-1134	F2-1135		F2-1145	
wt%	Allende fragment	NWA 779 fragment	Allende fragment	Allende fragment	Allende poudre	Allende poudre	Allende poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre
CaO	0,51	0,27	0,16	0,51	0,31	0,69	1,02	0,63	0,52	0,38	0,26
MgO	27,61	29,15	25,38	25,14	32,51	29,88	28,89	27,23	28,62	21,87	28,25
FeO	33,24	34,20	38,46	36,55	28,53	30,74	32,02	34,17	34,45	40,61	35,23
TiO ₂	0,04	0,00	n.a.	0,01	n.a.	0,06	0,06	0,00	0,01	0,06	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,16	0,06	0,33	0,08
MnO	0,22	0,19	0,18	0,23	0,18	0,24	0,17	0,31	0,19	0,24	0,19
NiO	2,67	0,41	0,79	2,64	1,29	1,92	1,98	1,98	0,66	1,21	0,28
SiO ₂	35,86	36,31	35,43	35,45	36,90	36,24	36,22	35,77	36,31	33,55	36,00
Al ₂ O ₃	0,07	0,07	0,21	0,06	n.a.	0,07	0,09	0,09	0,06	1,32	0,04
Total	100,22	100,65	100,72	100,59	99,71	99,84	100,45	99,71	100,36	99,58	100,34
<i>Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes</i>											
Ca	0,015	0,008	0,005	0,015	0,009	0,020	0,030	0,019	0,015	0,012	0,008
Mg	1,145	1,194	1,063	1,056	1,313	1,225	1,185	1,131	1,173	0,944	1,166
Fe ²⁺	0,773	0,786	0,904	0,861	0,646	0,707	0,737	0,796	0,792	0,984	0,816
Ti	0,001	0,000	-	0,000	-	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,001	0,002	-	-	-	-	0,004	0,001	0,008	0,002
Mn	0,005	0,004	0,004	0,006	0,004	0,005	0,004	0,007	0,004	0,006	0,004
Ni	0,060	0,009	0,018	0,060	0,028	0,043	0,044	0,044	0,014	0,028	0,006
Si	0,998	0,997	0,996	0,999	1,000	0,997	0,997	0,996	0,998	0,972	0,997
Al	0,002	0,002	0,007	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003	0,002	0,045	0,001
Σ cations	3,000	3,001	3,000	3,000	3,000	3,001	3,001	2,981	2,984	3,000	3,001
%Fa	39,0	39,5	45,5	43,4	32,5	35,6	37,0	40,2	39,8	50,1	41,0

Tableau V.3 : Analyses représentatives d'olivine mesurées à la microsonde électronique dans les différents échantillons expérimentaux. n.a. : non analysé.

N° Exp.	Echantillon	%Fa (1σ)
F2-999	Allende (fragment)	38,4 (1,0)
	NWA 779 (fragment)	42,2 (2,1)
F2-1126	Allende (fragment)	45,2 (1,8)
F2-1127	Allende (fragment)	45,3 (0,9)
F2-1131	Allende (poudre)	33,6 (2,1)
F2-1133	Allende (poudre)	35,6 (0,3)
F2-1134	Allende (poudre)	36,8 (0,3)
F2-1135	Allende (fragment)	40,6 (1,3)
	NWA 779 (poudre)	40,5 (0,9)
F2-1145	Allende (fragment)	47,5 (2,6)
	NWA 779 (poudre)	39,5 (6,0)

Tableau V.4 : Pourcentage moyen de fayalite des olivines des différents échantillons expérimentaux. Dans le cas des fragments, les valeurs ne proviennent que de l'analyse d'olivines matricielles.

A la fin de chaque expérience, tous les fragments d'Allende, y compris ceux chauffés à 1200°C et ayant partiellement fondus (F2-999), contiennent des chondres non équilibrés. Les teneurs en fayalite moyennes des matrices de ces échantillons ($Fa_{38,4}-Fa_{47,5}$) ne correspondent donc pas à la teneur d'équilibre des olivines dans Allende. Même si ces valeurs sont inférieures à celle d'Allende ($Fa_{50,0\pm5,0}$) et de NWA 779 ($Fa_{45,4\pm4,1}$) avant recuit, elles ne sont le résultat que d'un rééquilibrage chimique partiel.

Les olivines matricielles des échantillons d'Allende et de NWA 779 chauffés à 1200°C ont des teneurs en fayalite légèrement différentes (Tab. V.4), alors que les poches de liquide analysées dans ces deux échantillons ont des compositions quasi similaires (Tab. V.5).

wt% (1 σ)	F2-999	
	Allende	NWA 779
Na ₂ O	1,54 (0,11)	1,42 (0,19)
K ₂ O	0,20 (0,05)	0,30 (0,03)
CaO	17,88 (0,61)	16,47 (0,26)
MgO	1,94 (0,21)	2,08 (0,07)
FeO	16,68 (0,66)	17,12 (1,42)
TiO ₂	0,55 (0,04)	0,50 (0,07)
Cr ₂ O ₃	0,04 (0,04)	0,06 (0,07)
MnO	0,11 (0,07)	0,10 (0,07)
SiO ₂	44,09 (0,41)	45,78 (0,75)
Al ₂ O ₃	14,66 (0,52)	14,73 (0,58)
Total	97,70 (0,75)	98,57 (0,41)

Tableau V.5 : Analyses représentatives du liquide présent dans les fragments d'Allende et de NWA 779 chauffés à 1200°C pendant 65 heures (F2-999).

Comme le montrent les images BSE et les teneurs moyennes en fayalite, seule la poudre correspondant à l'expérience F2-1145 n'est pas rééquilibrée (Tab. V.4, Fig. V.11). La durée de cette expérience (30 h) n'a pas permis le rééquilibrage chimique complet de l'olivine. Malgré le fait que NWA 779 soit initialement plus métamorphique qu'Allende, les olivines des poudres équilibrées d'Allende semblent plus riches en fer ($Fa_{35,3\pm1,6}$) que celles présentes dans l'échantillon de poudre équilibrée de NWA 779 ($Fa_{40,5\pm0,9}$).

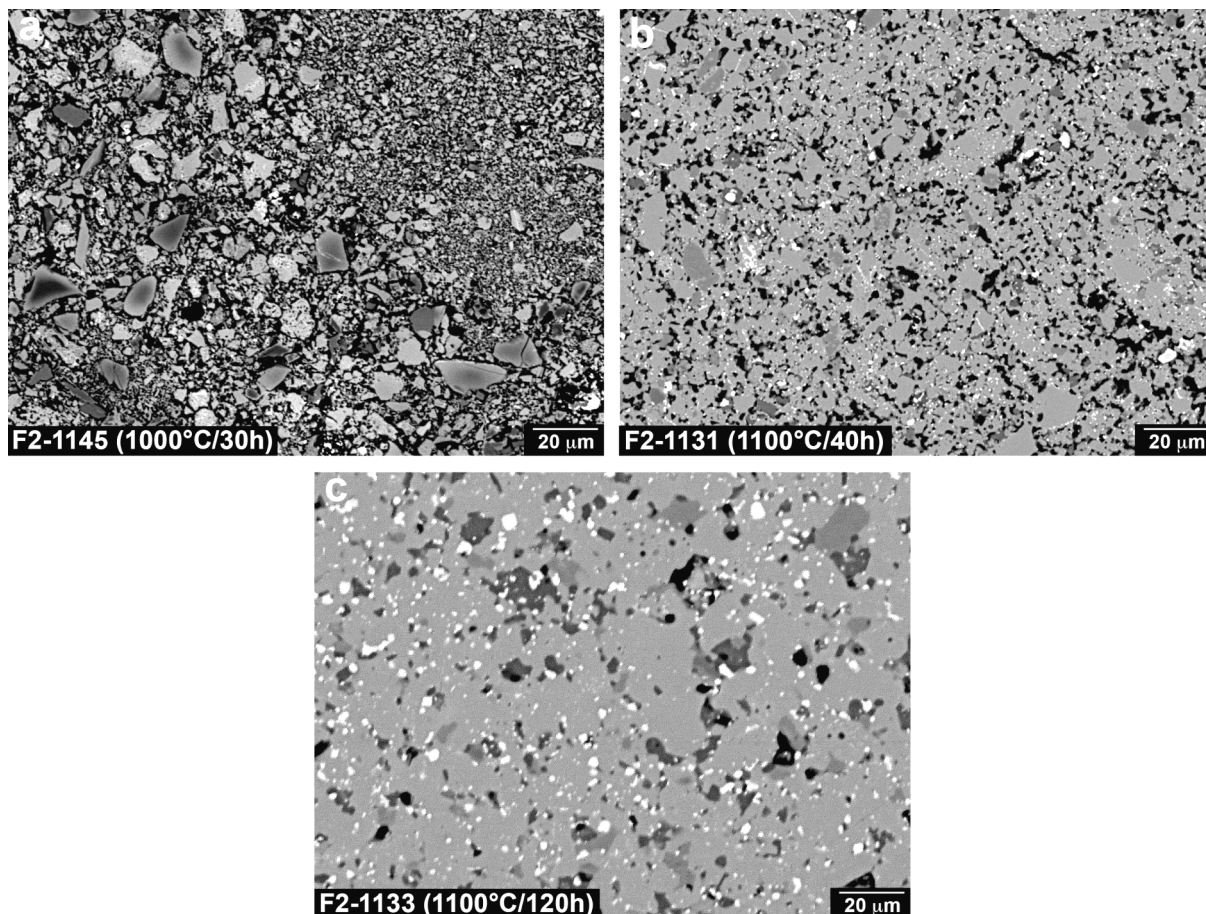


Figure V.11 : Images BSE d'échantillons recuits de poudre de NWA 779 (a) et d'Allende (b et c).

Les olivines de nos échantillons expérimentaux contiennent des quantités non négligeables de NiO, entre 0,47 et 2,56 wt% pour Allende et entre 0,30 et 0,65 wt% pour NWA 779 (Tab. V.6). Nos résultats ne montrent pas de différence significative entre les concentrations en NiO des olivines des poudres et de celles des fragments recuits. La teneur moyenne en NiO des olivines dans les échantillons expérimentaux d'Allende est de $1,70 \pm 0,86$ wt%, les teneurs les plus faibles ayant été observées dans l'échantillon F2-1126 ($0,47 \pm 0,34$ wt%). Pour NWA 779, les olivines contiennent environ $0,54 \pm 0,21$ wt% de NiO.

N° Exp.	Echantillon	NiO (wt%) (1 σ)
F2-999	Allende (fragment)	2,56 (0,22)
	NWA 779 (fragment)	0,65 (0,11)
F2-1126	Allende (fragment)	0,47 (0,34)
F2-1127	Allende (fragment)	2,41 (0,59)
F2-1131	Allende (poudre)	1,60 (0,57)
F2-1133	Allende (poudre)	2,02 (0,08)
F2-1134	Allende (poudre)	2,01 (0,07)
F2-1135	Allende (fragment)	2,35 (0,49)
	NWA 779 (poudre)	0,64 (0,06)
F2-1145	Allende (fragment)	1,37 (0,70)
	NWA 779 (poudre)	0,30 (0,07)

Tableau V.6 : Teneurs moyennes en NiO des olivines des différents échantillons expérimentaux. Pour les fragments, les valeurs ne proviennent que de l'analyse des olivines matricielles.

A l'exception de quelques analyses, les olivines des échantillons expérimentaux d'Allende sont plus riches en NiO que les olivines des CKs (Fig. V.12). Les teneurs en NiO mesurées dans les olivines des échantillons expérimentaux de NWA 779 sont elles plus proches de celles mesurées dans les CKs, en particulier dans les CK4-6 (Fig. V.12).

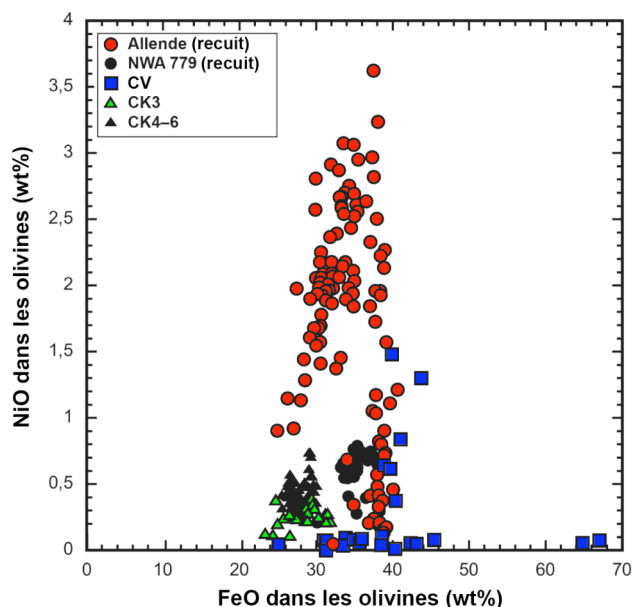


Figure V.12 : NiO vs. FeO (en wt%) mesurées dans les olivines matricielles des fragments recuits et dans les olivines des poudres d'Allende et de NWA 779, ainsi que dans les CVs et les CKs analysées durant ce travail.

V.II.3. Pyroxènes

A l'exception des échantillons de l'expérience F2-999 (partiellement fondus), toutes nos charges expérimentales contiennent du pyroxène. Cependant, les grains de pyroxène observés dans l'expérience F2-1145 n'ont pas été formés lors du recuit. Ils correspondent à des grains reliques probablement présents dans des chondres avant la phase de broyage. Des analyses chimiques représentatives sont données dans le tableau V.7.

Dans nos expériences, la recristallisation de la matrice est accompagnée par une cristallisation de pyroxène. Le pyroxène calcique est le plus abondant, alors que seuls quelques grains de pyroxène pauvre en calcium sont présents dans les matrices des fragments recuits d'Allende. Systématiquement vésiculé, le pyroxène contient cependant un peu moins d'inclusions d'oxydes que les olivines.

	F2-1127	F2-1131	F2-1133	F2-1135		F2-1145	
wt%	Allende fragment	Allende poudre	Allende poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre
Na ₂ O	0,40	0,60	0,46	0,70	0,29	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03
CaO	21,37	20,13	20,88	21,40	19,45	18,78	20,36
MgO	11,37	15,61	14,07	11,89	14,15	20,97	20,57
FeO	10,16	6,07	7,66	8,01	9,78	1,84	1,37
Fe ₂ O ₃	3,90	1,42	2,19	4,00	2,43	0,00	0,06
TiO ₂	0,10	1,15	0,13	0,04	0,14	0,61	1,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,73	0,40	0,10	0,56	1,24	0,71
MnO	0,15	0,28	0,11	0,04	0,09	0,84	0,10
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	0,53	0,17	n.a.	n.a.
SiO ₂	49,90	51,63	51,52	50,54	51,34	53,68	53,08
Al ₂ O ₃	2,33	2,75	2,50	3,24	1,81	3,00	4,13
Total	99,68	100,39	99,91	100,52	100,21	100,99	101,47
<i>Nombre de cations sur la base de 6 oxygènes</i>							
Na	0,029	0,043	0,033	0,051	0,021	0,002	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Ca	0,873	0,794	0,834	0,860	0,781	0,716	0,772
Mg	0,646	0,856	0,783	0,664	0,791	1,112	1,084
Fe ²⁺	0,324	0,187	0,239	0,251	0,306	0,055	0,041
Fe ³⁺	0,112	0,039	0,062	0,113	0,069	0,000	0,002
Ti	0,003	0,032	0,004	0,001	0,004	0,016	0,028
Cr	0,000	0,021	0,012	0,003	0,017	0,035	0,020
Mn	0,005	0,009	0,003	0,001	0,003	0,025	0,003
Ni	-	-	-	0,016	0,005	-	-
Si	1,903	1,900	1,922	1,895	1,924	1,909	1,877
Al	0,105	0,119	0,110	0,143	0,080	0,126	0,172
Σ cations	4,000	4,000	4,002	3,999	4,001	3,996	4,001
<i>Rapports Ca:Fe²⁺:Mg (en %)</i>							
Wo	47,4	43,2	44,9	48,5	41,6	38,0	40,7
En	35,0	46,6	42,2	37,4	42,1	59,1	57,1
Fs	17,6	10,2	12,9	14,1	16,3	2,9	2,2

Tableau V.7 : Analyses représentatives de pyroxènes mesurées à la microsonde électronique dans différents échantillons expérimentaux. n.a. : non analysé.

Des couronnes de pyroxène calcique entourent les grains de forstérite dispersés dans les poudres expérimentales (Fig. V.13a). Dans les fragments recuits d'Allende, les grains de forstérite des chondres de type I présentent également ce type de couronne de pyroxène calcique (Fig. V.13b–d). Nous avons observé, autour de ces zones composées de forstérite et de pyroxène calcique, de l'olivine ferromagnésienne et des poches de silice (Fig. V.13b–d).

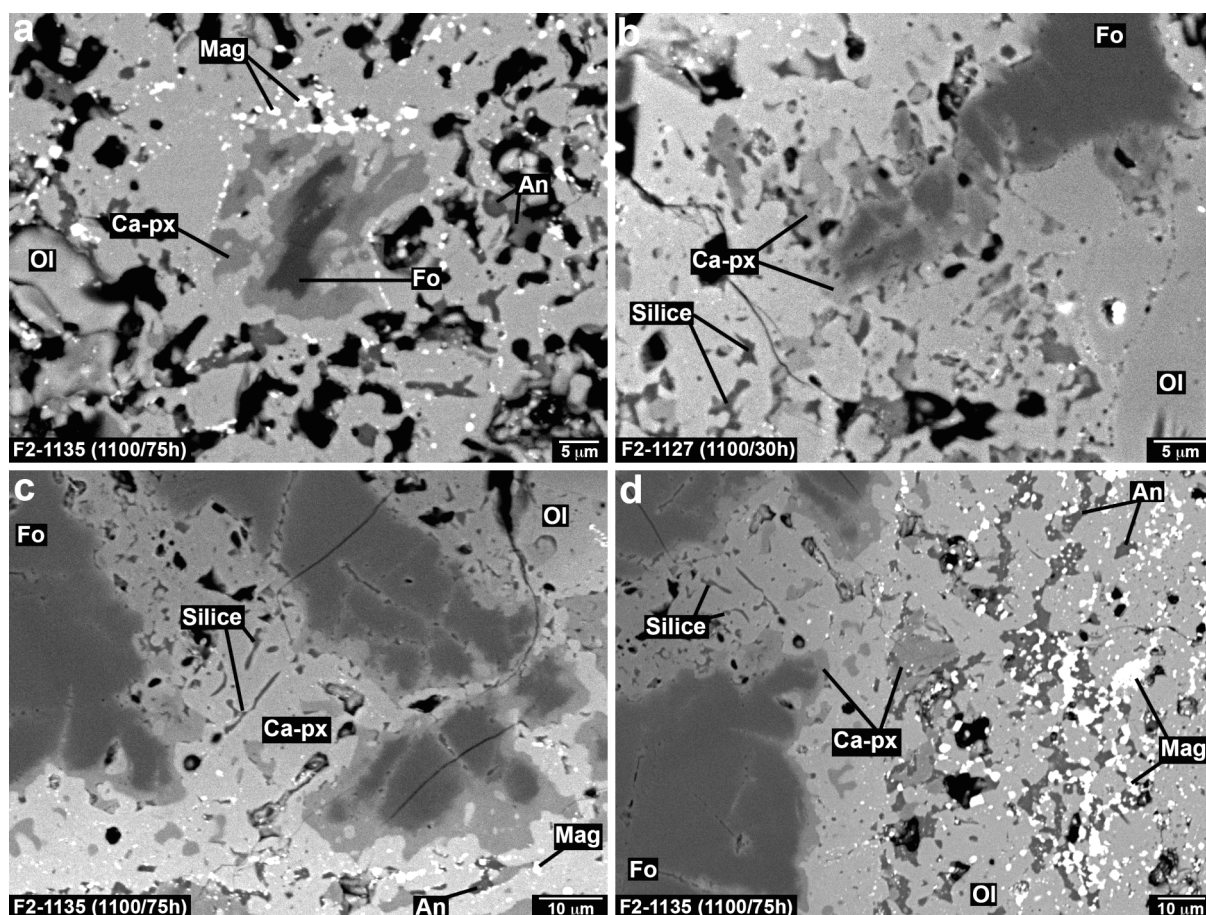


Figure V.13 : Images BSE d'un échantillon de poudre de NWA 779 (a) et de fragments recuits d'Allende (b–d) montrant des couronnes de pyroxène calcique autour de grains de forstérite. Fo : forstérite, Ol : olivine ferromagnésienne, An : anorthite, Ca-px : pyroxène calcique, Mag : magnétite, Silice : SiO₂.

V.II.4. Feldspaths

Hormis le fragment partiellement fondu d'Allende (F2-999), tous les échantillons expérimentaux contiennent du feldspath. Les compositions moyennes des feldspaths sont données dans le tableau V.8. Dans certains échantillons, la taille des feldspaths était insuffisante pour obtenir des analyses quantitatives.

Les feldspaths présents dans les échantillons chauffés à des températures supérieures à 1000°C ont des compositions proches du pôle anorthite alors que ceux analysés dans l'échantillon d'Allende recuit à 900°C sont proches du pôle albite (Tab. V.8). Aucune zonation chimique n'a été observée, et ce quel que soit l'échantillon.

N° Exp.	Echantillon	Composition moyenne des feldspaths	Température expérimentale (°C)
F2-1126	Allende (fragment)	An _{15,5±2,4} Ab _{84,4±2,4} Or _{0,1±0,0}	900
F2-1131	Allende (poudre)	An _{90,8±8,4} Ab _{8,9±8,1} Or _{0,2±0,2}	1100
F2-1133	Allende (poudre)	An _{79,5±10,9} Ab _{19,5±10,3} Or _{1,0±0,6}	1100
F2-1134	Allende (poudre)	An _{89,5±2,4} Ab _{10,2±2,3} Or _{0,2±0,1}	1150
F2-1135	Allende (fragment)	An _{76,9} Ab _{22,3} Or _{0,8}	1100
	NWA 779 (poudre)	An _{87,8±3,5} Ab _{11,2±3,3} Or _{1,0±0,2}	1100

Tableau V.8 : Compositions moyennes des feldspaths. Les feldspaths analysés dans les fragments recuits d’Allende proviennent uniquement de la matrice.

Dans les échantillons recuits de poudre, l’anorthite est présente sous la forme de couronnes autour de certains grains de spinelle (Fig. V.14). Ces couronnes d’anorthite ont également été observées dans les fragments recuits d’Allende, autour de grains de spinelle situés en bordure de certains CAIs (Fig. V.15).

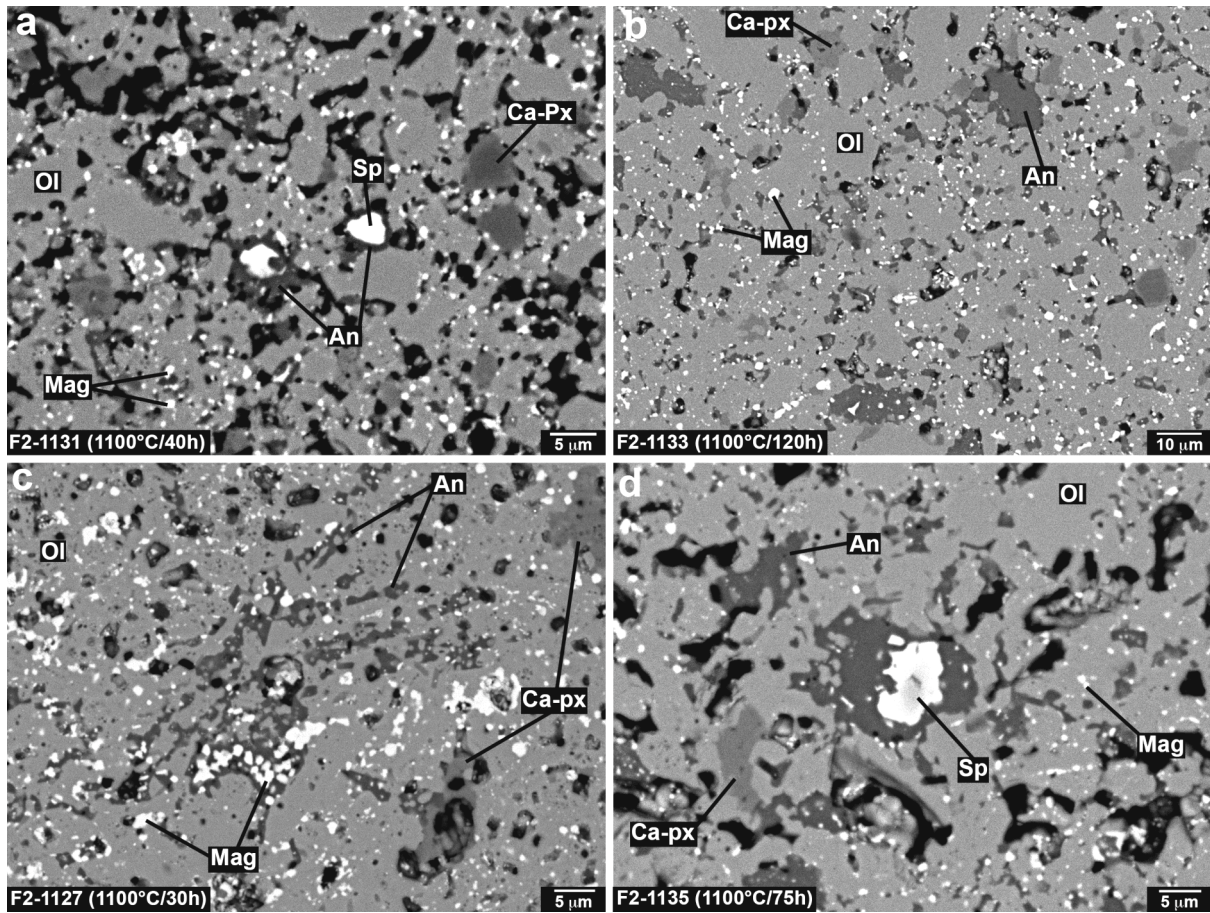


Figure V.14 : Images BSE de plagioclases dans des poudres (a, b) et des fragments recuits d’Allende (c, d). Ol : olivine, An : anorthite, Sp : spinelle, Ca-px : pyroxène calcique, Mag : magnétite.

Les feldspaths contiennent de nombreuses inclusions de magnétite et sont souvent associés à du pyroxène calcique (Fig. V.14, V.15). De plus, la taille des feldspaths augmente avec le degré de recristallisation de la matrice. Les feldspaths les plus gros (environ 15 μm) ont été obtenus dans l'échantillon de poudre d'Allende recuite à 1100°C pendant 120 heures (F2-1133) (Fig. V.14).

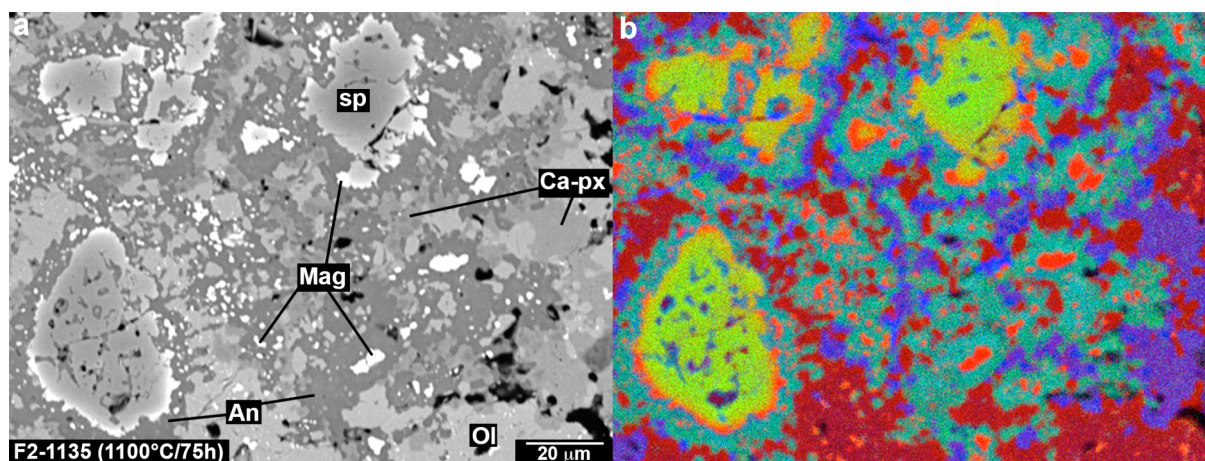


Figure V.15 : (a) Images BSE et (b) cartographie EDS en fausses couleurs ($R = \text{Fe}$, $V = \text{Al}$, $B = \text{Ca}$) d'une bordure de CAI dans un fragment recuit d'Allende (F2-1135). Ol : olivine, An : anorthite, Sp : spinelle, Ca-px : pyroxène calcique, Mag : magnétite.

V.II.5. Oxydes et sulfures

Tous les échantillons expérimentaux contiennent des oxydes néo-formés (magnétites et/ou chromites). Des analyses représentatives sont données dans le tableau V.9. Les variations des teneurs en Cr_2O_3 et en NiO des oxydes sont données dans le tableau V.10.

Comparées aux magnétites présentes dans les CKs, les compositions chimiques des magnétites analysées dans nos échantillons expérimentaux sont plus riches en Al_2O_3 , en MgO et en NiO (Fig. V.16, 17).

Les magnétites et les chromites analysées dans les échantillons de poudre recuites d'Allende sont plus riches en Al_2O_3 (8,28–29,00 wt%) que celles présentes dans les matrices des fragments recuits (1,05–12,58 wt%) (Fig. V.16). Aucune différence significative de composition en Cr_2O_3 n'a été observée entre les magnétites des poudres et des fragments recuits d'Allende.

	F2-999		F2-1127	F2-1131	F2-1133	F2-1134	F2-1135		F2-1145	
wt%	Allende fragment	NWA 779 fragment	Allende fragment	Allende poudre	Allende poudre	Allende poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre	Allende fragment	NWA 779 poudre
CaO	0,03	0,60	0,17	0,21	0,47	0,11	0,19	0,70	0,27	0,05
MgO	3,98	4,59	2,96	2,99	3,07	6,49	2,44	3,12	3,92	1,36
FeO	26,54	29,27	29,33	28,68	29,66	27,02	28,66	33,72	25,95	28,72
Fe ₂ O ₃	8,41	30,89	54,31	51,89	50,91	23,76	51,22	44,82	25,36	65,03
TiO ₂	0,74	1,14	0,57	1,43	1,88	1,59	0,43	4,06	0,48	0,03
Cr ₂ O ₃	52,19	12,73	2,37	0,68	0,44	9,29	4,92	0,33	31,79	1,03
MnO	0,22	0,10	0,13	0,09	0,11	0,11	0,11	0,14	0,23	0,05
NiO	0,94	0,45	n.a.	1,94	n.a.	n.a.	2,22	0,60	0,48	0,45
SiO ₂	0,26	1,49	1,58	0,50	0,96	0,20	0,71	2,03	0,93	0,12
Al ₂ O ₃	5,00	18,19	6,52	9,85	10,03	28,99	7,89	11,15	5,67	1,71
Total	98,30	99,44	97,93	98,27	97,53	97,55	98,80	100,65	95,09	98,55

Nombre de cations sur la base de 4 oxygènes										
Ca	0,001	0,021	0,007	0,008	0,018	0,004	0,008	0,026	0,011	0,002
Mg	0,214	0,230	0,162	0,162	0,166	0,311	0,133	0,162	0,218	0,078
Fe ²⁺	0,800	0,821	0,901	0,870	0,898	0,727	0,877	0,981	0,809	0,920
Fe ³⁺	0,228	0,780	1,501	1,417	1,387	0,575	1,410	1,173	0,711	1,874
Ti	0,020	0,029	0,016	0,039	0,051	0,038	0,012	0,106	0,014	0,001
Cr	1,488	0,338	0,069	0,019	0,013	0,236	0,142	0,009	0,936	0,031
Mn	0,007	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,007	0,002
Ni	0,027	0,012	-	0,056	-	-	0,065	0,017	0,014	0,014
Si	0,009	0,050	0,058	0,018	0,035	0,006	0,026	0,070	0,035	0,005
Al	0,212	0,719	0,282	0,421	0,428	1,099	0,340	0,457	0,249	0,077
Σ cations	3,006	3,003	3,000	3,013	3,000	2,999	3,017	3,005	3,004	3,004

Tableau V.9 : Analyses représentatives de magnétites et de chromites mesurées à la microsonde électronique.
n.a. : non analysé.

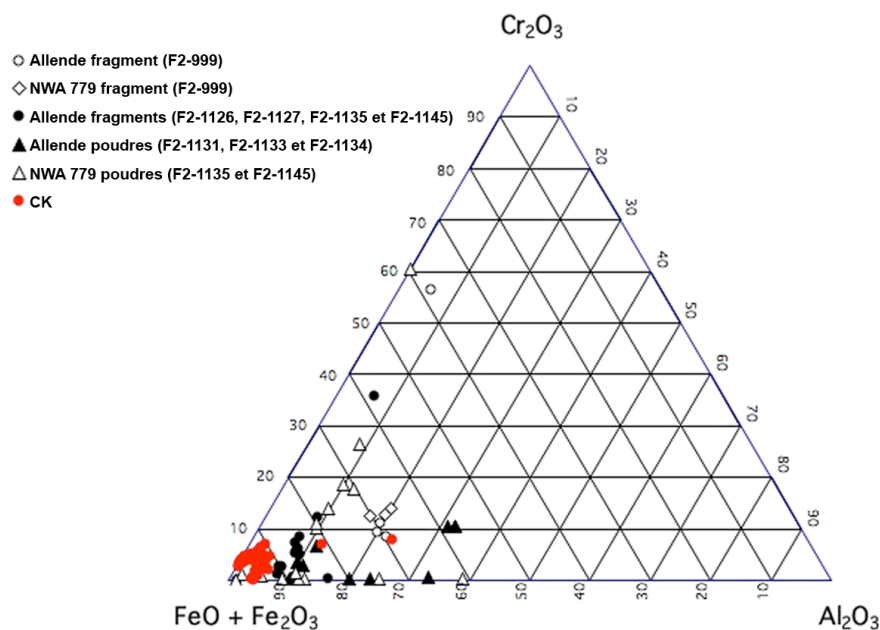


Figure V.16 :
Compositions (en wt%)
des magnétites et des
chromites présentes dans
nos échantillons
expérimentaux et dans les
CKs analysées lors de ce
travail, reportées dans un
diagramme ternaire
(FeO+Fe₂O₃)-Cr₂O₃-
Al₂O₃.

Les magnétites analysées dans nos échantillons expérimentaux sont plus riches en MgO que celles présentes dans les CVs et les CKs (Fig. V.17). Toutefois, quelques magnétites d'échantillons recuits d'Allende ont des concentrations élevées en MgO (entre 1,5 et 4 wt%), proches de teneurs mesurées dans les magnétites des CKs.

Les magnétites des échantillons expérimentaux contiennent pour la plupart moins de Cr_2O_3 que les magnétites des CKs (Fig. V.17a). Quelques magnétites d'échantillons recuits d'Allende montrent cependant des teneurs en Cr_2O_3 similaires à celles analysées dans les CKs (entre environ 2,5 et 5,5 wt%).

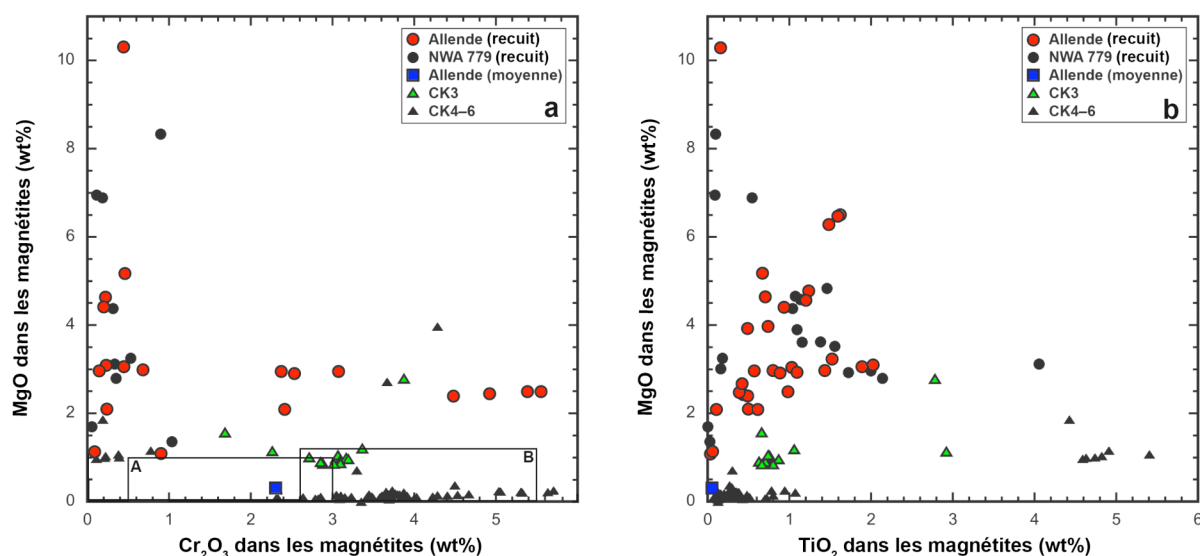


Figure V.17 : (a) MgO vs. Cr_2O_3 et (b) MgO vs. TiO_2 (en wt%) des magnétites analysées à la microsonde électronique dans nos échantillons expérimentaux, dans les CKs et dans Allende (valeur moyenne ; Greenwood et al. (2010a)). Les cases A et B de la figure (a) correspondent respectivement aux gammes de compositions des magnétites dans les CVs et les CKs, comme définies par Greenwood et al. (2010a).

		Cr_2O_3 (wt%)	1 σ	NiO (wt%)	1 σ
F2-999	Allende (fragment)	7,54–52,19	-	1,87	0,65
	NWA 779 (fragment)	11,97	0,66	0,51	0,06
F2-1127	Allende (fragment)	2,37–7,52	-	n.a.	-
F2-1131	Allende (poudre)	0,20–3,08	-	2,08	0,23
F2-1133	Allende (poudre)	0,23–6,04	-	n.a.	-
F2-1134	Allende (poudre)	9,33	0,04	n.a.	-
F2-1135	Allende (fragment)	2,42–10,93	-	1,97	0,29
	NWA 779 (poudre)	0,18–24,35	-	0,58	0,1
F2-1145	Allende (fragment)	0,09–31,79	-	2,40	1,84
	NWA 779 (poudre)	0,06–56,00	-	0,61	0,32

Tableau V.10 : Teneurs en Cr_2O_3 et en NiO des oxydes présents dans nos échantillons expérimentaux.

L'échantillon F2-1126 contient des grains de magnétite aux contours très irréguliers, de 2 à 5 μm , souvent associés à des vésicules. De ce fait, il n'a pas été possible d'obtenir des analyses quantitatives de ces oxydes. Des analyses EDS montrent que ces magnétites contiennent du chrome.

Hormis l'échantillon F2-1134 dans lequel nous n'avons observé que de la chromite, les échantillons recuits entre 1000 et 1150°C contiennent à la fois des magnétites riches en chrome et des chromites (Fig. V.16, Tab. V.10).

Les échantillons d'Allende et de NWA 779 de l'expérience F2-999 (partiellement fondus) ne contiennent que de la chromite. Ces cristaux de chromite sont automorphes et ont des tailles d'environ 5 à 15 μm quand ils sont situés au contact avec du liquide, alors que ceux situés au cœur des cristaux d'olivine ne mesurent que quelques microns (Fig. V.9).

Comparées à celles des magnétites analysées dans les CKs, les teneurs moyennes en NiO des magnétites dans les échantillons expérimentaux d'Allende et de NWA 779 montrent une forte variabilité. Elles contiennent environ $1,85 \pm 0,53$ wt% de NiO dans Allende et environ $0,61 \pm 0,32$ wt% dans NWA 779 (Tab. V.10, Fig V.18).

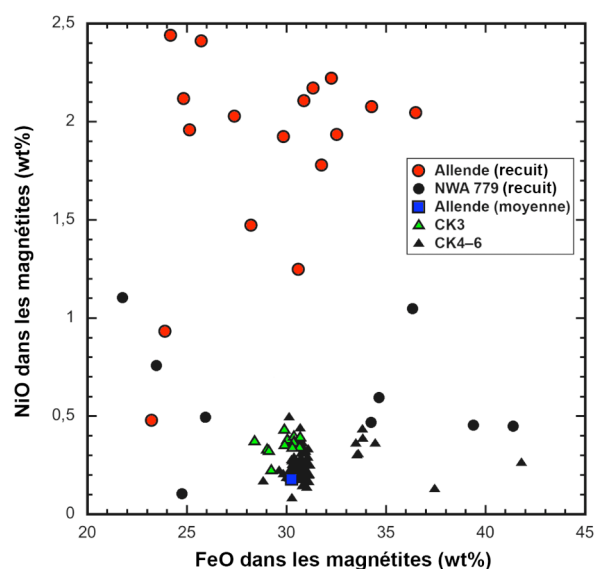


Figure V.18 : NiO vs. FeO (en wt%) des magnétites présentes dans nos échantillons expérimentaux et dans les CVs et les CKs analysées lors de ce travail. Teneurs moyennes d'Allende d'après Greenwood et al. (2010a).

Les expériences réalisées sur des fragments d'Allende contiennent très peu de sulfures. Les rares grains de sulfures encore présents sont inclus dans des grains d'olivines, souvent à l'intérieur des chondres. Ces grains étaient trop petits pour obtenir des analyses quantitatives correctes. Des analyses EDS indiquent que ce sont probablement des MSS ou de

la pentlandite (sulfures de fer-nickel). Même si Allende contient initialement plus de sulfures que NWA 779, les échantillons recuits de poudre, pour ces deux CVs, en sont tous dépourvus.

V.II.6. Matière carbonée

Cette série d'expérience nous a permis d'étudier par spectrométrie Raman l'évolution du degré d'organisation de la matière carbonée dans les échantillons recuits d'Allende. Comme nous l'avons décrit dans le chapitre III pour les CKs, tous les spectres Raman de la MC des échantillons recuits d'Allende montrent une forte fluorescence, ce qui n'est pas le cas des spectres obtenus dans Allende (Fig. V.19).

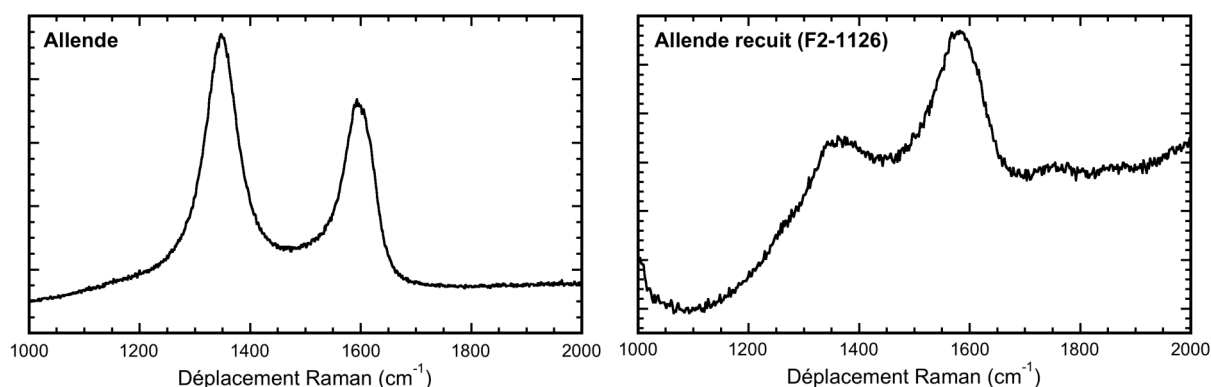


Figure V.19 : Comparaison entre un spectre Raman de la matière carbonée obtenu dans Allende et dans un échantillon recuit d'Allende à 900°C pendant 70 h (F2-1126).

Nous n'avons pu observer un signal Raman de bonne qualité que dans les fragments recuits à des températures $\leq 1100^\circ\text{C}$ (Fig. V.20). Le fragment recuit correspondant à l'expérience F2-1135 (1100°C/75 h) contient aussi du carbone mais la très faible intensité du signal ne nous a pas permis d'analyser les spectres Raman. Pour les fragments recuits à plus de 1100°C, nous n'avons observé aucun signal Raman indiquant la possible présence de MC.

Un signal Raman de la MC a aussi été observé dans les échantillons recuits de poudre provenant d'expériences réalisées à des températures $\leq 1100^\circ\text{C}$. Cependant, les spectres possèdent un très fort bruit de fond et les bandes spectrales de la MC sont très ténues. Par conséquent, nous n'avons pas pu les analyser.

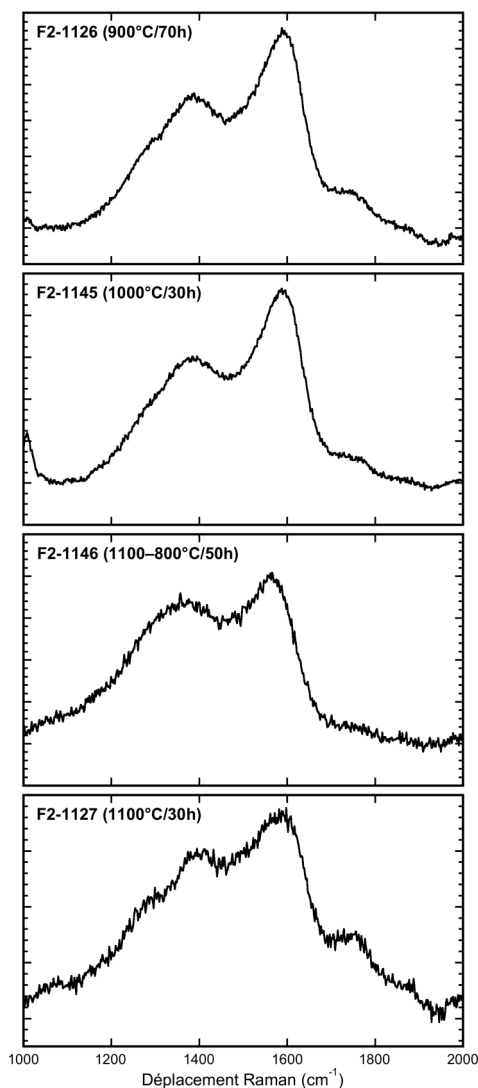


Figure V.20 : Exemples de spectres Raman, après soustraction d'une ligne de base, de la matière carbonée dans les échantillons expérimentaux F2-1126, F2-1145, F2-1146 et F2-1127. Spectres obtenus avec le spectromètre Raman T64000.

Tous les spectres possèdent les deux bandes principales du premier ordre, la bande G étant systématiquement plus importante que la bande D (Fig. V.20). Les paramètres spectraux obtenus après décomposition des spectres sont résumés dans le tableau V.11.

	F2-1126 (900°C/70h)		F2-1145 (1000°C/30h)		F2-1146 (1100-800°C/50h)		F2-1127 (1100°C/30h)	
	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ	Moyenne	1 σ
ω_D	1375	8	1380	2	1356	-	1392	-
FWHM _D	214	20	217	14	231	-	226	-
I _D	1731	667	4063	3115	1366	-	1687	-
A _D	466190	147126	1082514	827345	377087	-	445687	-
ω_G	1577	5	1582	2	1559	-	1579	-
FWHM _G	130	9	126	9	117	-	136	-
I _G	2530	951	6357	4943	1519	-	2414	-
A _G	461251	142626	676066	935964	246034	-	444018	-
I _D /I _G	0,68	0,05	0,67	0,05	0,90	-	0,70	-

Tableau V.11 : Paramètres Raman obtenus après l'ajustement de la bande D des spectres par une fonction Lorentzienne et de la bande G par une fonction Breit-Vigner-Fano. Un seul spectre a pu être analysé correctement pour F2-1146 et pour F2-1127. Ces données proviennent de l'analyse des spectres Raman obtenus dans nos échantillons expérimentaux en utilisant le spectromètre Raman T64000.

Alors que le rapport I_D/I_G des spectres de la MC dans Allende avant recuit est de $1,37 \pm 0,05$ (voir chapitre III), les rapports I_D/I_G calculés à partir des spectres de la MC présente dans nos échantillons recuits varient entre $0,67 \pm 0,05$ et $0,90$ (Tab. V.11). De plus, la diminution du rapport I_D/I_G semble être corrélée à la diminution de la largeur de la bande de défaut (FWHM-D).

V.II.7. Diffusion du fer dans les chondres

Les fragments recuits d'Allende contiennent des chondres partiellement rééquilibrés montrant deux types de profils de diffusion distincts (Fig. V.21), semblables à ceux observés dans les CKs (voir chapitre III).

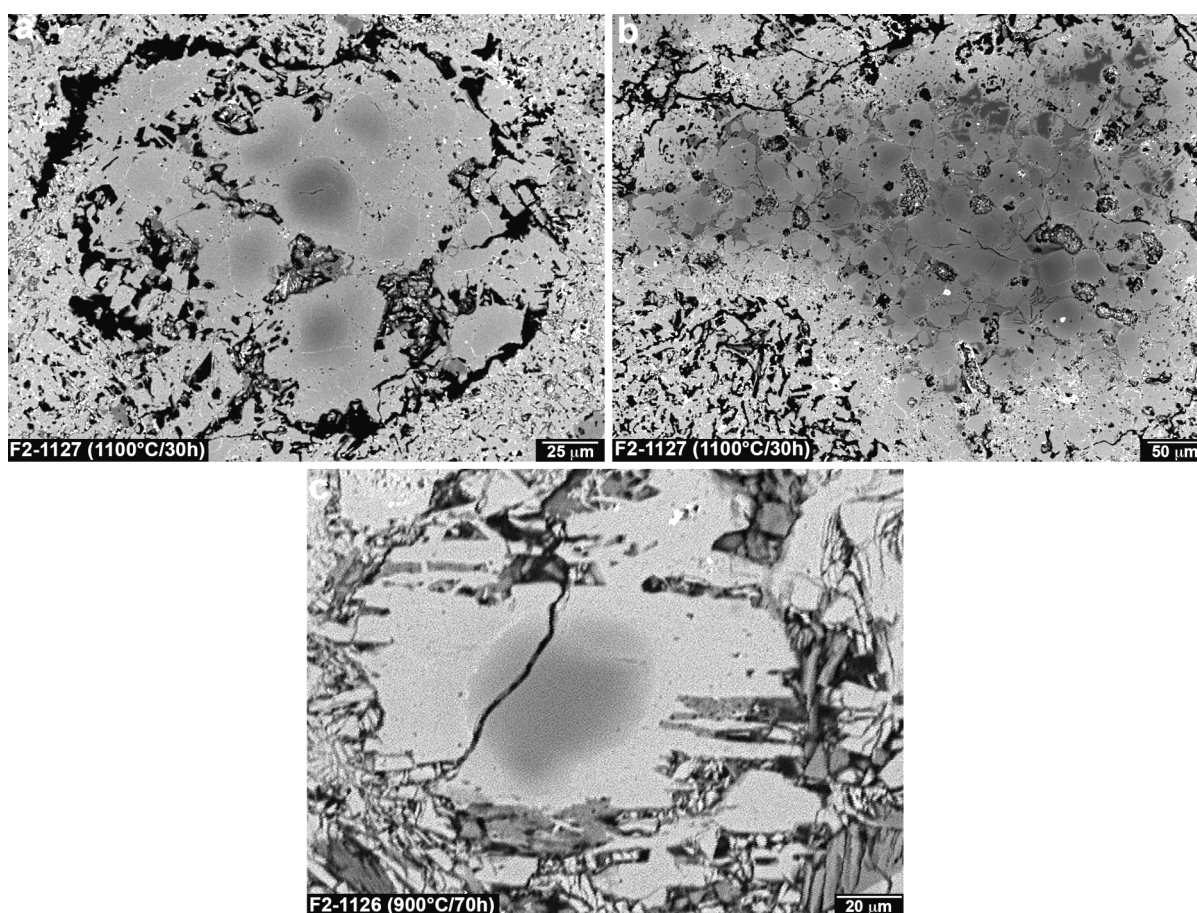


Figure V.21 : Images BSE de chondres dans des fragments recuits d'Allende. (a, b) Deux chondres de l'échantillon F2-1127 montrant les deux types de diffusion décrits dans les CKs (voir chapitre III). (c) Olivine d'un chondre de l'échantillon F2-1126 entourée par une zone d'olivine secondaire vésiculée, recristallisée lors du recuit et de composition similaire aux olivines matricielles.

La diffusion intracristalline, aux joints de grains et le long de fracture du fer dans l'olivine est à l'origine du type de profil présenté dans la figure V.21a. Pour les chondres composés de grains automorphes d'olivine, la diffusion du fer semble contrôlée par l'assemblage à grains fins situé entre les olivines et composé de pyroxène et de plagioclase (Fig. V.21b).

Dans plus de la moitié des chondres, les grains non équilibrés d'olivine sont entourés par des olivines vésiculées, de texture et de compositions similaires à celles de la matrice (Fig. V.21c). La largeur de ce « manteau » d'olivine vésiculée semble augmenter avec le degré de recristallisation de la matrice. Le front d'interdiffusion Fe/Mg marque la limite entre ces olivines vésiculées et les grains initiaux d'olivine.

Nous avons mesuré, dans des chondres non équilibrés de fragments recuits d'Allende, plusieurs profils de diffusion du fer à travers les olivines primaires et l'olivine vésiculée associée (Fig. V.22).

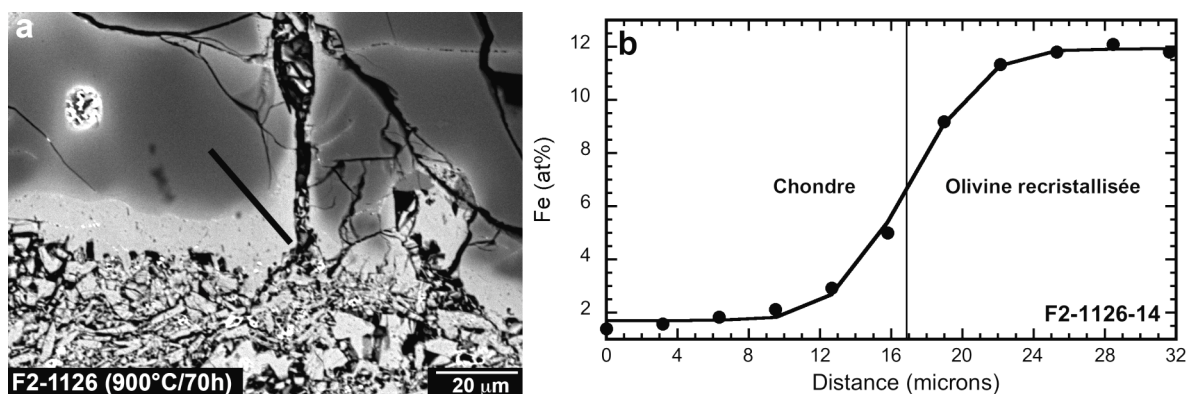


Figure V.22 : (a) Image BSE d'une olivine d'un chondre non équilibré de l'échantillon expérimental F2-1126. Un profil de diffusion, indiqué par une ligne noire, a été mesuré à travers l'olivine primaire et l'olivine vésiculée recristallisée. (b) Profil de diffusion correspondant à la ligne noire de l'image (a) et ajusté par un modèle de diffusion de type placage.

Les résultats indiquent que les points d'inflexions des profils de diffusion correspondent aux limites olivine primaire/olivine vésiculée. En utilisant un modèle de diffusion de type placage (un modèle de diffusion de type tamponné donnant des résultats semblables), nous obtenons pour le profil présenté dans la figure V.22 des durées entre ~8 heures et ~28 jours pour des températures de 900°C (= température expérimentale de l'échantillon F2-1126), en utilisant respectivement le coefficient de diffusion défini par Buening and Buseck (1973) et Nakamura and Schmalzried (1984).

V.III. Discussion

V.III.1. Evolution texturale

D'un point de vue textural, la matrice d'Allende recristallisée expérimentalement à 900°C pendant 70 heures est très similaire à celle observée dans NWA 779 (Fig. V.23). La texture de la matrice de NWA 779 peut donc être expliquée comme le résultat d'un début de recristallisation à HT-BP d'une matrice initiale plus fine de type Allende.

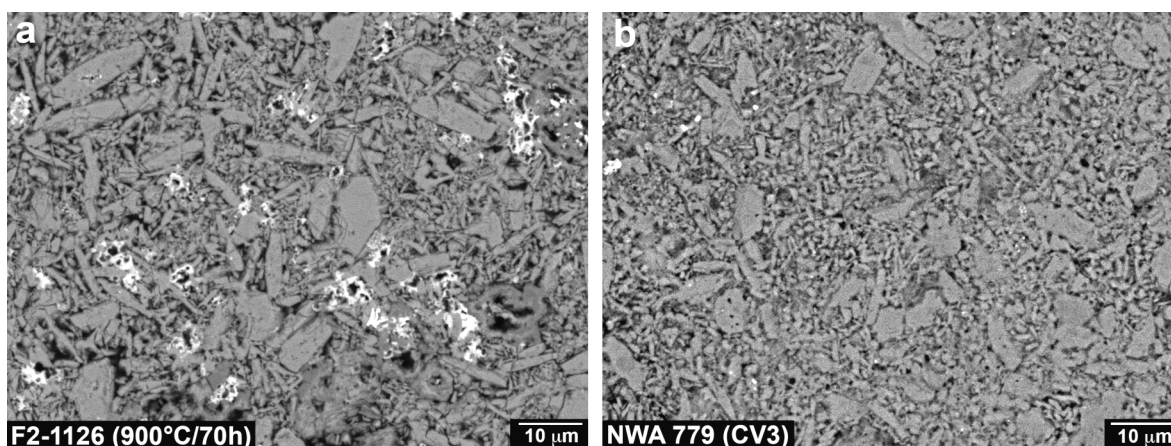


Figure V.23 : Images BSE de la matrice du fragment recuit d'Allende F2-1126 (a) et de la matrice initiale de NWA 779 (b).

Les deux domaines de recristallisation observés dans la matrice de l'échantillon expérimental F2-1127 (1100°C/30 h) sont similaires à ce que nous avons observé et décrit précédemment dans le chapitre III pour DAG 431 (CK3-an). La coexistence d'une matrice texturalement équilibrée et d'une matrice plus fine composée de grains allongés plus ou moins tabulaires tend à indiquer que les CKs ne sont que le résultat de la recristallisation d'un précurseur de type CV. Nos résultats expérimentaux vont dans ce sens et montrent que la texture de la matrice de DAG 431, et plus généralement des CKs, peut être la conséquence d'un processus de recristallisation métamorphique lors d'un événement de HT-BP et de courte durée. DAG 431 semble donc être le témoin du passage d'une matrice à grains fins de type CV à une matrice de type CK par simple métamorphisme thermique. Cela est confirmé par l'expérience de recuit d'un fragment d'Allende à 1100°C pendant 75 h (F2-1135) dans

laquelle la matrice totalement recristallisée possède la même texture que les matrices observées dans les CKs. Toutefois, les olivines matricielles des CK3 sont moins tabulaires que celles de nos échantillons expérimentaux. Le fait que nos échantillons expérimentaux aient été soumis à des températures plus élevées que celles estimées précédemment pour les CKs pourrait expliquer cette différence.

V.III.2. Reproduction des textures vésiculées des olivines matricielles des CKs et des inclusions de magnétite

Nos résultats indiquent que les premiers stades du métamorphisme d'un précurseur de type CV sont caractérisés par la formation d'olivines matricielles vésiculées riches en inclusions de magnétite. Cette apparition de vésicules et d'inclusions est suivie de la diminution de leurs nombres et l'augmentation de leurs tailles lorsque la température et/ou la durée de chauffe augmente. Ce résultat est en accord avec les travaux de Geiger et al. (1989) et de Wulf et al. (1995). Les textures caractéristiques des matrices des CKs ont donc été reproduites lors d'expériences de chauffe à HT-BP d'un précurseur de type CV, que se soit les vésicules ou les inclusions de magnétite. De plus, comme le montre la figure V.24, la densité, la taille et la forme des vésicules et des inclusions néo-formées dans les olivines matricielles de l'échantillon F2-1146 sont similaires à ce que l'on peut observer dans les CK4.

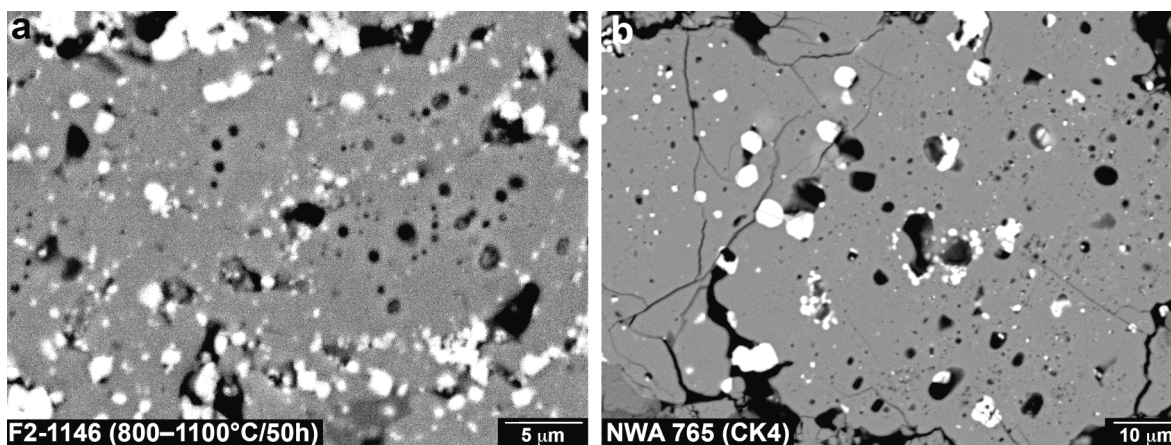


Figure V.24 : Images BSE de la texture des olivines matricielles d'un échantillon expérimental d'Allende (a) et de NWA 765 (CK4) (b).

La taille des vésicules et des inclusions augmente avec le degré de recristallisation de la matrice. Les textures des olivines commencent ainsi à ressembler aux textures observées dans les CK5. L'augmentation des durées expérimentales permettrait de reproduire totalement la texture des olivines des CKs de type 5. Quant aux textures des CK6, elles ne semblent pas pouvoir être reproduites pour des durées expérimentales raisonnables, et ce même à températures élevées (1000–1150°C).

La présence d'alignements de minéraux opaques dans les matrices des CKs a été interprétée par Rubin (1991a) comme le résultat de la mobilisation de magnétites et de sulfures à l'intérieur des silicates pendant un épisode métamorphique de choc. Or, nous avons montré que de tels alignements pouvaient se former lors d'un processus métamorphique thermique, sans avoir besoin de faire intervenir un épisode de choc (Fig. V.10).

Cette série d'expériences réalisée sur des fragments bruts d'Allende montre que la plupart des observations texturales faites sur les matrices des CKs peuvent être expliquées comme les conséquences d'un épisode thermique secondaire de HT et de courte durée. Pour que les durées de nos expériences soient raisonnables, les températures expérimentales étaient supérieures aux températures de métamorphisme des CKs estimées par l'étude de la distribution Fe-Ti entre l'ilménite et la magnétite. Cette différence de cinétique entre nos expériences et l'épisode thermique à l'origine des CKs peut expliquer que les textures des CK5–6 n'ont pas pu être reproduites de façon totalement satisfaisante.

V.III.3. Recristallisation d'olivine dans les chondres : implications sur l'analyse des profils de diffusion

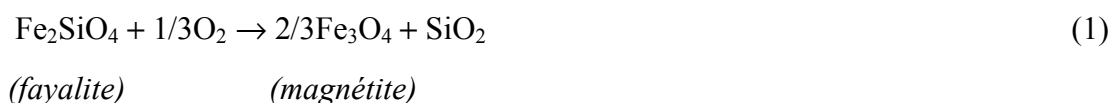
En plus de la reproduction des deux types de profils de diffusion décrits dans les chondres des CKs (Fig. V.21), nos expériences de chauffe sur des fragments d'Allende ont permis d'observer autour des grains primaires d'olivine des chondres la cristallisation d'olivines vésiculées de compositions similaires aux olivines matricielles. En considérant

comme limite initiale chondre/matrice l'interface olivine primaire/olivine recristallisée, les couples temps-température obtenus par l'analyse des profils de diffusion mesurés dans ces chondres sont en accord avec les conditions expérimentales.

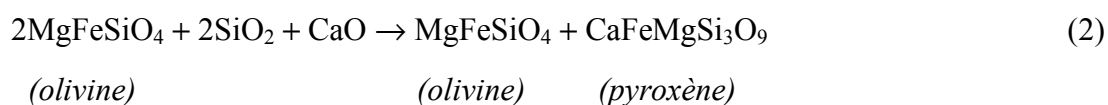
Ainsi, l'analyse des profils de diffusion dans nos échantillons expérimentaux nous a permis de valider notre méthode d'ajustement, mais aussi de confirmer l'hypothèse faite dans le chapitre III qui était de considérer le point d'inflexion des profils de concentration comme la limite initiale chondre/matrice. En effet, il est nécessaire de s'affranchir de la zone composée d'olivine recristallisée lors du métamorphisme pour obtenir des couples temps-température représentatifs de l'épisode thermique des CKs. De plus, la recristallisation d'olivine au cours du métamorphisme permet d'expliquer la présence de profils abrupts anormaux dans les olivines des chondres des CKs (Fig. III.36d).

V.III.4. Réactions minéralogiques durant le métamorphisme thermique d'Allende

Le métamorphisme en conditions oxydantes d'une matrice de CV provoque la formation d'inclusions de magnétites par oxydation de l'olivine. Nous suggérons la réaction suivante :

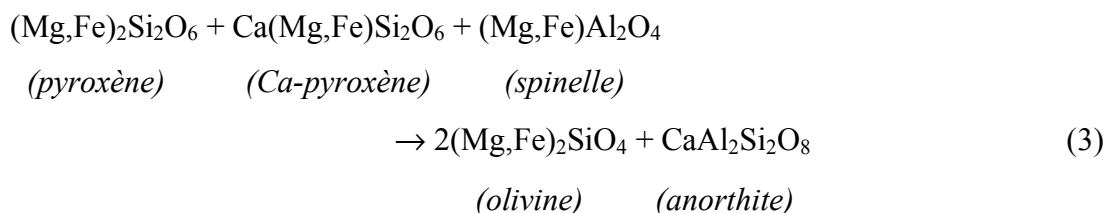


Cette réaction implique la production de SiO₂ (observé que dans les chondres des fragments recuits). La production de pyroxène calcique peut donc être expliquée par la réaction entre la silice, l'olivine et du calcium :



Le calcium pourrait provenir de la mésostase des chondres et de la matrice elle-même ; la matrice d'Allende contenant environ 2,7 wt% de calcium (Jarosewich, 1990).

Comme cela a été décrit dans les lherzolites terrestres (e.g., Coltorti et al., 2010, et références), l'anorthite est produite dans nos expériences par la réaction entre le pyroxène et le spinelle :



Le plagioclase ainsi formé contient de nombreuses inclusions de magnétite, comme cela est le cas pour les plagioclases observés dans les matrices des CKs. Tous nos échantillons expérimentaux contiennent du pyroxène. De plus, les fragments recuits d'Allende contiennent toujours du spinelle. Pour des durées expérimentales plus longues, et tant que les échantillons contiennent du spinelle (facteur limitant dans la réaction (3)), il serait donc possible de remplacer une grande partie du pyroxène par de l'anorthite et de l'olivine. Par comparaison à nos expériences, le rapport d'abondance plagioclase/pyroxène serait alors plus proche de celui des CKs. Ce mode de formation du plagioclase dans les CKs semble confirmé par la rareté des plagioclases et la forte abondance de pyroxène observée dans la matrice de NWA 1559, la CK la plus primitive à notre disposition lors de ce travail.

La gamme de composition des plagioclases présents dans nos expériences est en accord avec celles mesurées dans les cœurs des plagioclases des matrices de CKs. Quant aux zonations observées dans les matrices des CKs, elles n'ont pas pu être reproduites lors de ce travail. Toutefois, l'expérience réalisée à 900°C contient des plagioclases de compositions proches du pôle albite. Nous proposons donc que les plagioclases zonés des matrices des CKs peuvent avoir été formés lors de la cristallisation d'anorthite par une réaction entre le spinelle et le pyroxène suivit par une cristallisation de plagioclase sodique. Des analyses EBSD, pour savoir si ces bordures sodiques sont des surcroissances de compositions différentes ou si elles correspondent réellement à des zonations chimiques, apporteraient des renseignements quant à l'origine de ces plagioclases zonés. En effet, au regard des compositions de ces plagioclases, ces derniers semblent ne pas être à l'équilibre.

V.III.5. Evolution du degré d'organisation de la matière carbonée

Nos résultats montrent que le métamorphisme à HT-BP d'un précurseur de type CV provoque une diminution progressive de la quantité de carbone. Au-delà de 50 h à 1100°C, les fragments recuits ne contiennent quasiment plus de carbone. La présence de carbone dans les CK3–4 semble donc être un autre argument en faveur d'un épisode métamorphique de courte durée. La disparition du carbone dans les CKs, mise en évidence par cartographie Raman et par l'absence de bandes Raman correspondant à la MC dans les CKs de types pétrologiques supérieurs à 4 (voir chapitre III), peut être le résultat d'un épisode thermique secondaire et n'implique donc pas forcément un matériau initial appauvri en carbone.

Comparée à la MC présente dans Allende, la MC analysée par spectrométrie Raman dans les fragments d'Allende recuits est plus ordonnée. La bande G, systématiquement supérieure à la bande D, et les rapport $I_D/I_G < 1$ indiquent une graphitisation de la MC (Fig. V.20). Un précurseur carboné de type CV peut donc être graphitisé lorsqu'il est soumis à un épisode thermique HT-BP de courte durée. En terme de maturation de la MC, cette étude confirme le lien CV-CK.

Pour tous les spectres Raman mesurés dans nos échantillons expérimentaux, les largeurs à mi-hauteur des deux bandes principales du premier ordre sont plus importantes que celles observées dans les CKs. Cela peut être interprété comme une conséquence des températures plus importantes et des temps plus courts de nos expériences par rapport à l'épisode thermique secondaire ayant affecté les CKs.

V.III.6. Compositions chimiques des olivines et des magnétites : rôle de la f_{O_2} et de la f_{S_2}

V.III.6.1. Teneurs en fer des olivines

Les expériences sur poudre ont permis d'obtenir les pourcentages en fer d'équilibre de l'olivine dans Allende et dans NWA 779, respectivement $Fa_{35,3\pm1,6}$ et $Fa_{40,5\pm0,9}$. La différence du pourcentage de fayalite entre ces deux météorites peut être en partie expliquée par la différence initiale du rapport chondre/matrice entre ces deux CVs, respectivement 0,72 et $0,79\pm0,14$ (Tab. III.1). La valeur d'équilibre à $Fa_{35,3\pm1,6}$ obtenue pour Allende lors de ce travail est inférieure à celle mesurée par Geiger et al. (1989) ($Fa_{36,5\pm1,0}$). Cependant, dans les expériences de chauffe de Geiger et al. (1989) réalisées sur des fragments d'Allende (1200°C/4 h), les olivines des chondres n'étaient pas rééquilibrées, ce qui peut expliquer les teneurs en fer plus faibles obtenues dans nos poudres totalement rééquilibrées d'Allende. Nos expériences de rééquilibrage sur poudre confirment donc que d'un point de vue de la teneur d'équilibre en fer de l'olivine, les CKs peuvent être le résultat de l'homogénéisation chimique d'un précurseur de type CV.

La teneur moyenne en fayalite des CKs ($Fa_{31,9\pm1,2}$) est cependant légèrement inférieure à celle obtenue lors de ce travail pour Allende ($Fa_{35,3\pm1,6}$). Cela pourrait être expliqué par une différence initiale du rapport chondre/matrice du matériel primitif à l'origine des CKs. En supposant que tous les chondres soient de type I, des teneurs en fayalite entre Fa_{30} et Fa_{32} seraient le résultat de l'homogénéisation chimique d'une CV ayant respectivement un rapport chondre/matrice d'environ 0,67 et 0,70 (0,72 mesuré dans Allende (Tab. III.1)). Même si certains chondres ne sont plus observables dans les CKs à cause de leur recristallisation au cours du métamorphisme, la variation des abondances de chondres mesurée dans les CKs associée à la composition chimique constante des olivines paraît indiquer que cette hypothèse est peu probable.

Les trois échantillons de poudres d'Allende rééquilibrées à HT-BP (F2-1131, F2-1133 et F2-1134) semblent indiquer que la teneur en fer des olivines diminue avec l'augmentation de la fugacité d'oxygène (Tab. V.4). Plus la fugacité d'oxygène augmente, et plus la formation de magnétite à partir de l'oxydation des olivines matricielles est importante. Ce mécanisme de formation des magnétites, décrit par l'Eq. (1), implique que la teneur en fer des olivines est directement liée à la fugacité d'oxygène.

V.III.6.2. Teneurs en NiO des olivines

Les teneurs en NiO des olivines dans nos échantillons expérimentaux sont supérieures à celles mesurées dans les CKs, et ce quelles que soient les conditions d'oxydo-réduction dans lesquelles ont été réalisées nos expériences. Ce résultat, observé également par Geiger et al. (1989) et Geiger and Bischoff (1995), peut être interprété comme une conséquence de la réalisation de nos expériences en système ouvert. En effet, alors que de nombreux sulfures de Fe-Ni (pentlandite et MSS) sont observés dans les CKs, nos échantillons n'en contiennent quasiment plus, à l'exception de rares grains situés à l'intérieur de chondres dans les fragments recuits. La déstabilisation des sulfures par volatilisation du soufre à HT implique qu'une quantité non négligeable de Ni devient alors disponible dans le système. Ce Ni peut donc être incorporé dans l'olivine du fait des conditions oxydantes dans lesquelles nos expériences ont été réalisées. Les teneurs en NiO mesurées dans les olivines des échantillons recuits de NWA 779 (0,30–0,65 wt%) sont inférieures à celles mesurées dans les olivines d'Allende (0,47–2,56 wt%) (Tab. V.6). NWA 779 contenant initialement moins de sulfures qu'Allende, cela semble confirmer que les teneurs en NiO des olivines sont directement liées à la présence ou non de sulfures lors du métamorphisme, et donc par conséquent de la fugacité de soufre. Pour remédier à ce problème, nous avons essayé de réaliser des expériences en système fermé. Pour cela, nous avons expérimenté la technique dite « des ampoules de silice scellées » utilisée par Geiger et al. (1989), en métallurgie pour étudier la solubilité du soufre (Bronson and Pierre, 1981) et du potassium (Karsrud, 1984), ou encore en sciences de la Terre pour caractériser le degré de solubilité du sodium dans les silicates fondus (Mathieu et al., 2008; Mathieu, 2009). Après avoir rencontré de nombreuses difficultés techniques liées notamment à la température de fusion de la silice (environ 1650°C), nous avons réussi à obtenir des ampoules scellées hermétiques (Fig. V.25a).

Cependant, celles-ci se fissaient ou explosaient à chaque expérience (Fig. V.25b), probablement à cause d'une surpression interne liée au dégazage de nos échantillons.

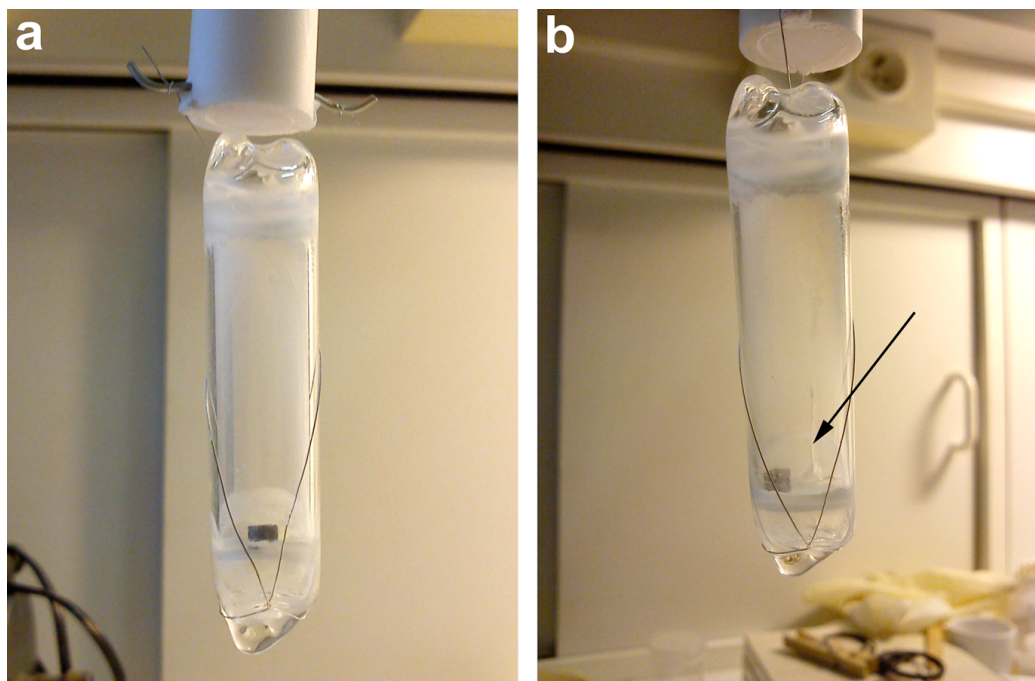


Figure V.25 : Photographie d'un tube en SiO_2 scellé avant (a) et après (b) une expérience en four 1 atmosphère pendant 70 h à 1100°C . Une fracture est indiquée par la flèche noire.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre III, l'augmentation des teneurs en NiO des olivines entre les CVs et les CKs est un argument en faveur d'une série métamorphique continue CV-CK. Les problèmes de fugacité de soufre rencontrés au cours de ce travail ne nous permettent pas d'affirmer que les teneurs en NiO des olivines des CKs sont le résultat du métamorphisme thermique d'un précurseur de type CV dans des conditions oxydantes. Toutefois, les teneurs en NiO des olivines analysées dans les échantillons recuits de NWA 779 (0,30–0,65 wt%) sont similaires à celles mesurées dans les olivines matricielles des CKs (0,25–0,68 wt%). NWA 779 contenant initialement peu de sulfures, les teneurs en NiO des olivines des échantillons recuits de NWA 779 sont donc peu affectées par le surplus de Ni causé par la volatilisation du soufre.

V.III.6.3. Compositions des magnétites : comparaison avec les CKs

Tout d'abord, comme l'indiquent leurs teneurs en Al_2O_3 (Fig. V.16), les magnétites présentes dans nos échantillons expérimentaux ne sont pas équilibrées. En effet, les courtes durées de nos expériences n'ont pas permis le rééquilibrage chimique complet des magnétites. Par conséquent, les compositions de ces magnétites doivent être interprétées avec précaution.

Comme pour l'olivine, nous supposons que les teneurs élevées en NiO des magnétites analysées dans nos échantillons expérimentaux ($\sim 0,51\text{--}2,40$ wt%), par comparaison à celles mesurées dans les CKs ($\sim 0,20\text{--}0,40$ wt%), sont le résultat de la perte en soufre de nos expériences. En effet, les magnétites analysées dans les échantillons recuits d'Allende contiennent $1,58 \pm 0,53$ wt% de NiO alors que celles des échantillons recuits de NWA 779 ne contiennent que $0,61 \pm 0,32$ wt% de NiO, valeurs plus proches des teneurs mesurées dans les magnétites des CKs. Comme nous l'avons vu précédemment, la faible concentration initiale de sulfures dans NWA 779 peut expliquer ce phénomène. Une série d'expériences en système fermé serait nécessaire afin de vérifier si les teneurs en NiO des olivines et des magnétites des CKs peuvent être reproduites par un épisode thermique HT-BP de courte durée à partir d'un précurseur de type CV. En effet, nous pourrions placer avec l'échantillon expérimental un sulfure solide, par exemple de la troilite (FeS), afin de saturer le système en soufre. Ainsi, nous pourrions obtenir les teneurs minimales en NiO des olivines. Avec les valeurs mesurées lors de ce travail, il serait alors possible d'encadrer les teneurs réelles en NiO que devraient avoir les olivines d'un précurseur de type CV métamorphisé en système fermé.

Contrairement à Runyon and Dunn (2011) qui, sur la base des différences de teneurs en MgO et en Cr_2O_3 des magnétites, suggèrent que les CVs et les CKs ne peuvent pas provenir d'un même corps parent, nos résultats montrent que le métamorphisme thermique d'un précurseur de type CV peut être à l'origine de la formation de magnétites de compositions en Cr_2O_3 similaires à celles mesurées dans les CKs ($\sim 2\text{--}5$ wt%) (Fig. V.17, Tab. V.10).

Les teneurs en MgO et en TiO₂ des magnétites analysées dans les échantillons recuits d'Allende sont supérieures à celles mesurées avant recuit (Fig. V.17). Cette observation est en accord avec les travaux de Geiger and Bischoff (1995) qui suggèrent (i) que le métamorphisme thermique provoque l'augmentation de la concentration en TiO₂ des magnétites et (ii) que les fortes teneurs en TiO₂ des magnétites des CKs sont le résultat du métamorphisme en conditions oxydantes d'un précurseur de type CV. Cependant, comme l'indique nos analyses et celles de Runyon and Dunn (2011), les teneurs en TiO₂ des magnétites des CKs diminuent avec l'augmentation du métamorphisme (Fig. V.17), ce qui semble être en désaccord avec une série métamorphique continue CV-CK. Or, cette diminution des teneurs en TiO₂ des magnétites des CKs est causée par l'exsolution d'ilménite lors du refroidissement ; les fortes teneurs en TiO₂ des magnétites des CK3 étant la conséquence de l'absence d'exolutions d'ilménites dans les magnétites, probablement à cause d'un taux de refroidissement plus important que pour les CK4–6. Les variations des teneurs en TiO₂ des magnétites des CKs et de nos échantillons expérimentaux sont donc en faveur de l'existence d'une série métamorphique continue CV-CK.

VI. Relations CV-CK et modèle d'évolution astéroïdale

L'axe principal de recherche suivi au cours de ce travail était l'étude pétrologique et expérimentale des chondrites carbonées CKs et de leur relation avec les CVs. Ce chapitre récapitule et discute dans un cadre plus général les résultats majeurs obtenus, tout en apportant des perspectives de travail.

VI.I. CV-CK : une classification judicieuse ?

VI.I.1. Biais de classification

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, les chondrites d'un même groupe ont des caractéristiques texturales, pétrologiques, chimiques et isotopiques comparables. La définition de ces groupes (CM, CI, CV, CK...) permet donc de rassembler des chondrites qui paraissent avoir une origine commune et qui pourraient par conséquent provenir d'un même corps parent (Weisberg et al., 2006). Toutefois, il peut exister à l'intérieur même d'un groupe

de chondrites carbonées des différences notoires, ce qui est le cas des CVs, divisées en trois sous-groupes que sont les CV_R (réduites), les CV_{OxA} (oxydées, de type Allende, matrices pauvres en phases hydratées) et les CV_{OxB} (oxydées, de type Bali, matrices riches en phyllosilicates). De plus, environ une cinquantaine de chondrites sont actuellement « non groupées ». Cela met en évidence l'incapacité de la classification actuelle à intégrer et donc expliquer l'ensemble des météorites à notre disposition en terme d'origine et de processus secondaires corps-parents.

L'ambiguïté de la définition actuelle des différents groupes de chondrites est mise en évidence par les nombreuses études montrant l'existence d'un lien génétique entre CVs et CKs (Greenwood et al., 2003, 2004, 2010a; Devouard et al., 2006; Chaumard et al., 2009). Comme l'ont fait remarqué Greenwood et al. (2010a), Karoonda, météorite à partir de laquelle le groupe des CKs tire son nom, avait initialement été classifiée en tant que CV de type > 3 (Fitzgerald, 1979; McSween, 1979). De plus, Ningqiang, tantôt classifiée en CV, tantôt en CK (Kallemeyn, 1996), témoigne de la difficulté à définir des critères permettant d'obtenir une limite claire entre ces deux groupes de chondrites. Durant ce travail, nous avons également montré que la classification initiale de NWA 2900 en CV devait être revue et remplacée par CK4.

La répartition quasi systématique des types 3 en CV et des types ≥ 4 en CK est, au moins en partie, un autre biais possible de classification. En effet, ces météorites sont la plupart du temps classifiées en tant que CV si elles contiennent des chondres non équilibrés et en tant que CK si elles possèdent des matrices recristallisées. Or, comme nous l'avons vu lors de ce travail, ce découplage matrice/chondre n'est pas un critère satisfaisant permettant de différencier les CVs des CKs. Ces incertitudes quant à la classification de certaines météorites en CV ou CK sont donc principalement dues au fait que la plupart des caractéristiques des CKs peuvent être expliquées comme les conséquences d'un épisode métamorphique, le passage d'un groupe à l'autre ne correspondant alors qu'à une simple variation de l'intensité de ce processus thermique secondaire. La classification des CVs et des CKs en deux groupes distincts commence donc à être remise en question, notamment grâce à l'apparition récente de CK3 (14 sur les 17 actuellement recensées au 6 Décembre 2011 ont été classifiées entre 2000 et 2011) qui permettent l'étude plus détaillée de la relation CV-CK.

VI.1.2. Les CKs : un groupe pas si homogène que cela

D'un point de vue pétrologique et textural, nos résultats, qui s'appuient en partie sur l'étude de nombreux types 3, sont en accord avec les travaux antérieurs basés sur les compositions chimiques et isotopiques indiquant une série métamorphique continue CV-CK (Kallemeyn et al., 1991; Greenwood et al., 2010a). Cependant, nous avons mis en évidence lors de ce travail, par l'analyse de l'abondance des différents composants chondritiques, l'existence d'une variabilité significative à l'intérieur même du groupe des CKs.

Tout comme Karoonda, une partie des CKs étudiées, toutes de type pétrologique ≥ 4 , contient très peu de CAIs à grains fins ($\sim < 3\%$). A l'exception de Karoonda (0,1%), ces CKs ne contiennent pas de CAIs à gros grains. Ce premier sous-groupe de CK, que l'on nommera dans la suite de manuscrit CK_K (pour CK de type Karoonda), se compose d'échantillons similaires, en terme d'abondance de CAIs, à ce qui a été initialement défini par Kallemeyn et al. (1991). Il s'agit de Karoonda (CK4), Maralinga (CK4), Kobe (CK4), NWA 4422 (CK4), NWA 2519 (CK4) et NWA 5733 (CK4). Toutefois, un biais d'échantillonnage pourrait être à l'origine du peu de CAIs observés dans ces échantillons.

Un second sous-groupe de CK, que l'on nommera CK_T (pour CK de type Tanezrouft 057), contient de nombreux CAIs à grains fins dont la gamme d'abondance est similaire à celle mesurée dans les CVs. Il s'agit de DAG 431 (CK3-an), NWA 1559 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4425 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9), NWA 4770 (CK4) et TNZ 057 (CK4), sans oublier NWA 2900. Ces CK_T, toutes de type pétrologique 3 ou 4, semblent pouvoir être considérées comme de véritables CVs. NWA 4425 (CK3.8), TNZ 057 (CK4), mais aussi NWA 2900, contiennent de nombreuses inclusions sombres. Les inclusions sombres n'avaient été observées que dans les CVs, ce qui confirme définitivement la relation génétique existant entre CVs et CK_T.

L'hétérogénéité de l'abondance de CAIs à grains fins à l'intérieur du groupe des CKs pourrait toutefois n'être qu'une conséquence du métamorphisme thermique. En effet, pour les CKs de types ≥ 4 , la plupart des CAIs ont dû être effacés par le métamorphisme. Cela semble

être confirmé par les gammes de variation importantes des abondances de chondres et de matrice mesurées dans les CKs.

Enfin, certaines CKs, comme Karoonda (CK4) et NWA 765 (CK4/5), ont des matrices clastiques pouvant être assimilées à un régolite. Des études antérieures avaient déjà remarqué l'importante porosité intergranulaire et l'aspect peu compacté de la matrice de Karoonda (e.g., Brearley et al., 1987). L'étude de l'évolution texturale des matrices des CKs au cours du métamorphisme doit donc éviter de s'appuyer sur ce type d'échantillons. Comme le montrent des études récentes réalisées sur l'astéroïde Itokawa (Fujiwara et al., 2006; Saito et al., 2006; Nagao et al., 2011; Tsuchiyama et al., 2011), la présence d'un régolite n'est pas limitée aux corps parents de grandes tailles. L'existence de ces CKs clastiques indique donc que le ou les corps parents des CKs ont eu un régolite à leur surface, probablement formé par un ou plusieurs épisodes de choc.

VI.II. Caractéristiques des CKs : conséquences du métamorphisme thermique d'un précurseur de type CV

VI.II.1. Abondances modales des différents composants chondritiques

Initialement, les CKs ont été définies comme étant pauvres en CAIs (Kallemeyn et al., 1991). L'augmentation progressive de la taille moyenne des CAIs à grains fins depuis les CVs jusqu'aux CKs indique que la diminution de l'abondance de CAIs observée entre ces deux groupes de CCs n'est qu'une conséquence du métamorphisme thermique. Les CAIs à grains

fins recristallisent sous forme d'assemblages irréguliers de plagioclase + pyroxène calcique +/- olivine +/- pyroxène pauvre en calcium +/- magnétite, ce qui les rends alors difficilement reconnaissables et discernables de la matrice. Les abondances de CAIs mesurées dans les CKs sont donc systématiquement sous-estimées. Par conséquent, avant leur modification par des processus secondaires, les CKs contenaient sans doute d'avantage de CAIs, probablement dans les mêmes proportions que dans les CVs. Ces résultats sont en accord avec les concentrations élevées en éléments lithophiles réfractaires mesurées dans les CKs qui suggèrent également que ces chondrites devaient initialement contenir plus de CAIs que ce qu'il n'est actuellement observé. Comme nous l'avons vu lors de ce travail, les teneurs en REEs peuvent être utilisées comme traceurs de CAIs rééquilibrés. Des cartographies chimiques en REEs de CKs permettraient d'obtenir les abondances initiales de CAIs. Si, comme nous le suggérons, la teneur en REEs des chondrites est contrôlée par l'abondance de CAIs, les abondances en REEs comparables mesurées dans les CVs, les COs et les CKs (Hirota et al., 2002) confirment que ce dernier groupe de chondrites devait contenir une quantité initiale de CAI supérieure à celle observée après le métamorphisme thermique.

La diminution du nombre de chondres dans les CKs de type 5 et 6 est également la conséquence d'une intense recristallisation. Les quelques chondres discernables ont des tailles semblables à ceux des CKs de types pétrologiques inférieurs, eux-mêmes de tailles similaires à ce que l'on peut observer dans les CVs. La gamme de variation des tailles de chondres mesurée durant ce travail sur un large éventail de CKs (100–5900 μm de diamètre) est en accord avec les valeurs rapportées ponctuellement pour quelques CKs (~150–5000 μm de diamètre) (Keller et al., 1992; Geiger et al., 1993; Zipfel et al., 2000; Brandstätter et al., 2003; Bukovanská et al., 2003; Tomeoka et al., 2005; Pratesi et al., 2006). Nos résultats montrent également que la variation des tailles de chondres dans les CVs (~50–4300 μm de diamètre) est plus importante que celle initialement définie, ~500–2000 μm de diamètre (McSween, 1977a). Cette similitude de tailles de chondres entre CKs et CVs implique que les CKs ne doivent pas être considérées comme des CCs contenant des chondres de tailles moyennes intermédiaires aux COs (150 μm de diamètre) et aux CVs (1000 μm de diamètre).

Les rapports chondre/matrice mesurés dans les CKs varient entre ~0,24 et 1,03 (pour les types ≤ 4 , au-delà les chondres étant trop rééquilibrés pour que le rapport chondre/matrice

soit représentatif du rapport initial). Ces rapports, supérieurs à ceux initialement définis pour les CKs (0,2 ; Scott et al. (1996)), sont en partie expliqués par des abondances variables de CAIs ainsi que par la présence de manteaux recristallisés autour des chondres dans certaines CKs et plus particulièrement dans les CK_T (manteaux comptés avec les chondres lors de nos calculs d'abondances modales). Cette gamme de variation des rapports chondre/matrice mesurés dans les CKs recouvre celle définie par les rapports mesurés dans les CVs, 0,72–1,41, la moyenne communément admise pour les CVs étant de 1,1 (McSween, 1977a). L'abondance de chondre et de matrice, mais également la présence de manteaux autour de certains chondres, ne sont donc pas des critères fiables permettant de faire la différence entre les CVs et les CKs.

Par le calcul des abondances modales des différents composants chondritiques dans de nombreuses CKs, nous avons pu mettre en évidence l'existence d'un continuum entre les abondances mesurées dans les CVs et celles mesurées dans les CKs. Pour ces deux groupes de CCs, les tailles de chondres et les abondances modales des divers composants chondritiques ne doivent plus être utilisées comme critères de distinction et donc de classification.

VI.II.2. Evolution chimique et texturale des matrices

Nos résultats montrent que la recristallisation des matrices des CVs et des CKs est corrélée à l'augmentation de la teneur en fayalite des olivines. En accord avec les travaux de Geiger et al. (1989), cette évolution chimique et texturale a été reproduite en laboratoire lors d'expériences de chauffe de fragments bruts et de poudres d'Allende et de NWA 779. Les textures vésiculées et riches en inclusions de magnétite des olivines matricielles, textures caractéristiques des CKs, peuvent donc se former lors d'un simple épisode métamorphique de HT-BP et de courte durée (quelques heures à quelques jours). De plus, des olivines équilibrées de compositions $\sim\text{Fa}_{33,6}$ ont été obtenues dans un échantillon de poudre d'Allende chauffé à 1100°C pendant 40 heures sous une fugacité d'oxygène équivalente au tampon NNO. Cette composition est très proche de la composition moyenne des CKs mesurée dans ce

travail ($\text{Fa}_{31,9\pm1,2}$) et par Kallemeyn et al. (1991) et Noguchi (1993) ($\text{Fa}_{31\pm3}$). Les textures des olivines et les teneurs en fayalite obtenues expérimentalement indiquent que les CKs peuvent être considérées comme des CVs métamorphiques.

La présence d'olivines riches en NiO dans les CKs implique une formation sous des fugacités d'oxygène de l'ordre du tampon NNO. Les teneurs en NiO des olivines mesurées dans nos expériences et dans celles menées par Geiger et al. (1989) et Geiger and Bischoff (1995) (jusqu'à 2,6 wt%) sont supérieures aux teneurs en NiO des olivines matricielles des CKs (0,2–0,3 wt%). Néanmoins, elles pourraient être la conséquence de la réalisation de ces expériences en système ouvert. Des expériences de chauffe à HT-BP dans des ampoules de silice scellées saturées en soufre seraient nécessaires pour encadrer, avec les mesures faites en système ouvert, la teneur réelle en Ni que devraient avoir les olivines si elles avaient été chauffées sous des fugacités de soufre permettant l'équilibre de l'assemblage pentlandite-MSS/pyrrhotite-pyrite. De plus, il pourrait être envisagé de mesurer la quantité de soufre perdue ainsi que la température à laquelle se produit cette perte en réalisant des analyses thermo-gravimétriques (ATG) à HT couplées à un spectromètre de masse. Par bilan de masse, il serait alors possible de recalculer les teneurs en NiO d'olivines équilibrées en présence de sulfures.

L'abondance de sulfures dans les CKs et les teneurs en NiO des olivines des matrices sont donc interprétées comme la conséquence d'un épisode métamorphique en système fermé (Geiger et al., 1989; Geiger and Bischoff, 1995). Cependant, la limite de stabilité de la pentlandite, sulfure de Fe-Ni principal des CKs, a été estimée à 610°C par Craig (1973). Les estimations de la température de métamorphisme des CKs obtenues lors de ce travail et par Neff and Richter (2006) (300–650°C) indiquent donc que la présence de sulfures dans les CKs peut également être en accord avec un épisode thermique en système ouvert ne dépassant pas ~600–650°C.

L'oxydation de l'olivine sous des conditions oxydantes de l'ordre du tampon NNO est à l'origine de la formation de magnétite. Ainsi, un processus d'oxydation du métal par un fluide aqueux n'est pas nécessaire pour expliquer l'abondance de magnétite dans les CKs. L'évolution du nombre et de la taille des magnétites au cours du temps ainsi que la présence d'alignements d'inclusions aux joints de grains et le long de fractures est typique de ce que l'on peut observer dans les CKs. Nos résultats montrent que la texture caractéristique des olivines matricielles des CKs, communément interprétée comme la conséquence d'un épisode thermique de choc (Rubin, 1991a; Tomeoka et al., 2001, 2005), peut avoir été formée par un

épisode métamorphique de HT-BP sous des conditions oxydantes. Comme pour les olivines, la forte teneur en NiO des magnétites peut être la conséquence d'expériences réalisées en système ouvert ou à des températures trop élevées. Par ailleurs, les concentrations mesurées en Cr, Al, Mg et dans une moindre mesure en Ti dans les magnétites néo-formées sont supérieures aux valeurs obtenues dans les CKs. Ces concentrations élevées, également mesurées par Geiger et al. (1989) et Geiger and Bischoff (1995) dans leurs expériences, signifient que les durées d'expérimentations n'ont pas permis le rééquilibrage chimique total des spinelles.

La quantité de carbone présent dans les CKs est inférieure à celle mesurée dans les CVs, respectivement 0,03–0,28 wt% et 0,27–1,5 wt% (Gibson and Yanai, 1979; Jarosewich, 1990, 2006; Pearson, 2003; Pearson et al., 2006). Nos analyses par spectrométrie Raman suggèrent une diminution progressive des teneurs en carbone depuis les CVs jusqu'aux CKs, comme cela a été observé dans les chondrites ordinaires (Hashizume and Sugiura, 1998). De plus, dans les deux CKs analysées par spectrométrie Raman (NWA 1559 et TNZ 057), le degré d'organisation de la matière carbonée indique une entrée dans le domaine de graphitisation. Par comparaison aux données de Bonal et al. (2006), ce travail a permis de mettre en évidence l'existence d'une possible évolution du degré de maturité de la matière carbonée depuis un domaine de carbonisation (CV) vers un domaine de graphitisation (CK). Cette augmentation de la maturation de la matière carbonée est aussi observée dans nos échantillons expérimentaux. En effet, le métamorphisme à HT-BP d'Allende, CV contenant de la matière carbonée peu ordonnée, permet la graphitisation de cette même matière carbonée, et ce même pour des durées courtes de chauffe (quelques jours). La maturation de la matière carbonée dans les CVs et les CKs peut donc également être expliquée par un épisode métamorphique de HT et de courte durée. Néanmoins, il est nécessaire de déterminer le degré d'organisation de la matière carbonée d'autres CKs afin de définitivement confirmer l'évolution continue observée depuis les CVs. De plus, il pourrait être envisagé de caractériser au MET la matière carbonée présente dans les CKs et dans nos échantillons expérimentaux pour vérifier si le type de cinétique de nos expériences (HT-BP, temps courts, $f_{O_2} \sim NNO$) reproduit de façon qualitative et quantitative le degré de graphitisation observé dans les CKs. De plus, les observations au MET apporteraient des renseignements quant au type de précurseur présent avant le métamorphisme des CKs.

La volatilité du carbone à haute température est favorisée sous des conditions oxydantes (Hashizume and Sugiura, 1998), ce qui expliquerait la diminution des teneurs en carbone observée entre les CVs et les CKs, le carbone ayant disparu de nos échantillons expérimentaux chauffés au-delà de 1000°C. Comme pour l'étude de la volatilisation du soufre, des analyses thermo-gravimétriques (ATG) permettraient de mesurer la quantité de carbone perdue au cours d'un épisode de chauffe à HT et ainsi confirmer que les différences de teneurs en carbone mesurées dans les CVs et les CKs peuvent être expliquées par la volatilisation de cet élément au cours du métamorphisme.

Une des caractéristiques des CKs est la présence de plagioclases dans la matrice, leurs tailles augmentant avec le métamorphisme. Contrairement aux CKs, nos échantillons expérimentaux contiennent peu de plagioclase et du pyroxène dans des proportions équivalentes à celles du plagioclase dans les CKs. Nos résultats expérimentaux ont montré que la formation du plagioclase par métamorphisme d'un précurseur de type CV peut être expliquée par la réaction du pyroxène avec le spinelle, pyroxène formé dans un premier temps par la réaction entre de la silice, du calcium et de l'olivine. Le rapport élevé pyroxène/plagioclase observé dans NWA 1559 (CK la moins métamorphique) est en accord avec ce type de formation du plagioclase. L'absence de plagioclases zonés dans nos expériences, contrairement à ce que l'on peut observer dans les CKs, pourrait être une conséquence des températures élevées de nos expériences (900–1200°C) par rapports à celles estimées lors de ce travail et par Neff and Richter (2006) (300–650°C). En effet, cette absence de plagioclase sodique ne semble pas avoir été causée par une perte de sodium au cours du métamorphisme, le sodium étant très peu volatil en conditions oxydantes (Wulf et al., 1995). De plus, les analyses chimiques globales des CVs et des CKs montrent des teneurs en Na similaires (Jarosewich, 1990, 2006). La présence de plagioclases zonés dans les CKs semble donc indiquer que le métamorphisme thermique des CKs n'a pas excédé 900°C. Réaliser des expériences à moins de 900°C nécessiterait des durées expérimentales trop importantes, Geiger et al. (1989) n'ayant observé aucun changement entre un fragment d'Allende chauffé à 800°C pendant 64 jours et un fragment non recuit.

VI.II.3. Métamorphisme des CAIs

Le nombre important de CK3–4 étudiées nous a permis de caractériser de façon précise l'évolution texturale, pétrologique, minéralogique et chimique des CAIs à la transition 3–4. En plus de l'enrichissement en fer des CAIs, nos résultats montrent que dans les types 4, le métamorphisme provoque la recristallisation des CAIs en assemblages irréguliers pouvant aisément être confondus et terme de texture et de minéralogie à de la matrice. De plus, les différences importantes observées entre les CAIs des CVs et ceux des CKs, par exemple l'absence de mélilite et l'abondance de grossulaire, ne semblent être que les conséquences d'un processus thermique secondaire. Initialement, les CAIs des CKs étaient sans doute texturalement et chimiquement similaires à ceux présents dans les CVs. Associées aux résultats des calculs d'abondances des divers composants chondritiques, ces observations indiquent que les CVs et les CKs ont été formées à partir de composants similaires (= mêmes réservoirs), probablement dans la même zone d'accrétion et à la même période.

VI.III. Conditions du métamorphisme thermique des CKs

VI.III.1. Un épisode thermique en présence de fluide ?

Nous avons observé dans les CKs quelques rares traces d'un épisode d'altération, notamment les veines de forstérite, de pyroxène calcique et de plagioclase décrites dans le CGI-CAI de TNZ 057 et les évidences ponctuelles de la présence d'anciens minéraux

hydratés dans les chondres (Fig. VI.1a). Toutefois, et contrairement aux météorites hôtes, les inclusions sombres présentes dans les CKs ont été affectées par un processus intense d'altération aqueuse. Une inclusion sombre composée en majeure partie de pyroxène pauvre en calcium a été observée dans NWA 4425 (Fig. VI.1b). La texture fibreuse de ces pyroxènes est caractéristique de minéraux hydratés. De plus, des veines d'altération composées de pyroxènes calciques recoupent certaines inclusions sombres de TNZ 057 et de NWA 2900 (Fig. VI.1c,d). Enfin, les inclusions sombres analysées dans les CKs ont des compositions chimiques globales indiquant un possible mélange initial serpentine-saponite, ce qui suggère une formation par déshydratation lors d'un épisode thermique (Chaumard, 2008).

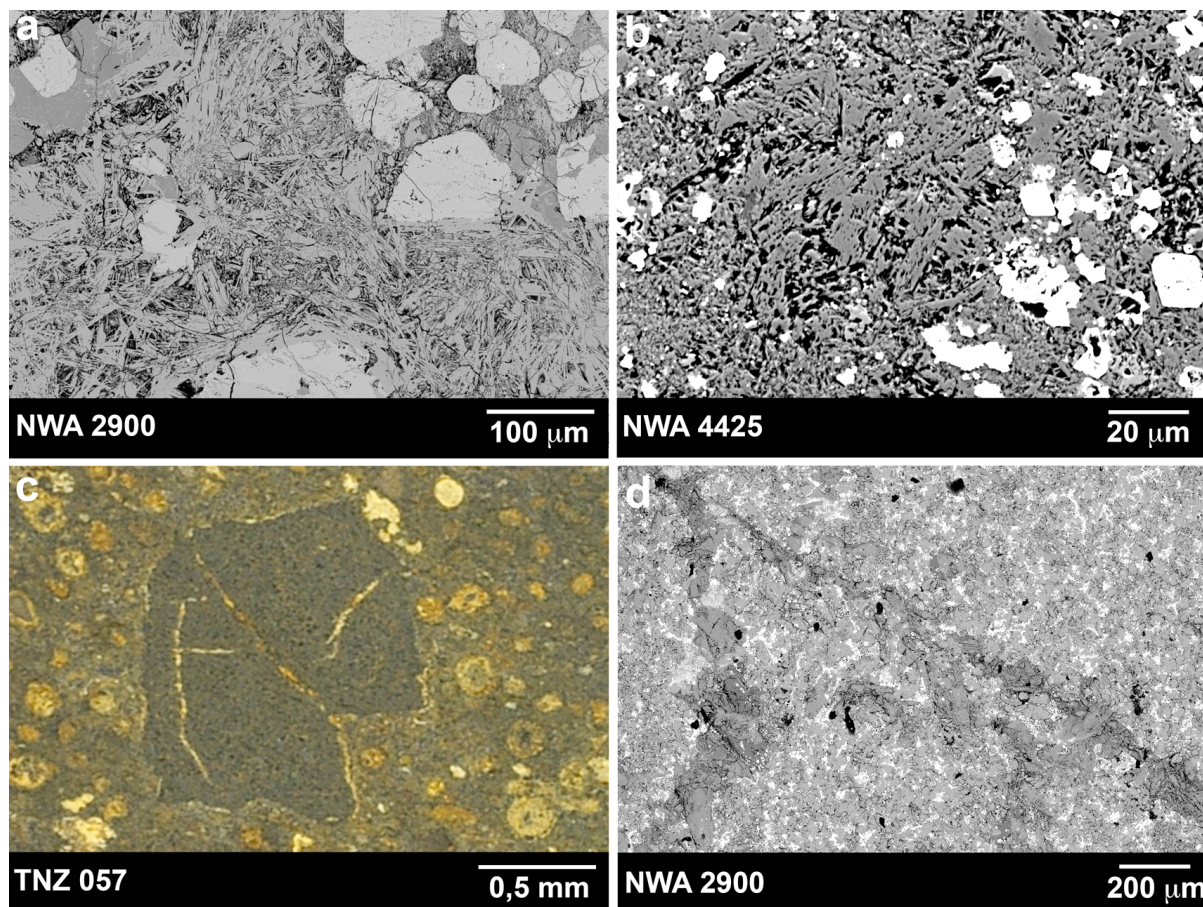


Figure VI.1 : (a) Image BSE dans NWA 2900 du cœur d'un chondre composé de pyroxène fibreux, d'olivine et de plagioclase. (b) Image BSE de la texture fibreuse d'une inclusion sombre dans NWA 4425 (CK3.8). Cette inclusion sombre est majoritairement composée de pyroxène fibreux pauvre en calcium et de magnétite. (c) Image en macroscopie d'une inclusion sombre (au centre) de TNZ 057 (CK4), traversée par des veines blanchâtres composées de pyroxène calcique. En BSE, ces veines sont similaires à celles visibles dans l'image (d). (d) Image BSE d'une inclusion sombre composée d'olivine et de magnétite dans NWA 2900. Cette inclusion sombre est recoupée par des veines d'altération composées de pyroxène calcique. En macroscopie, ces veines sont similaires à celles visibles dans l'image (c).

Jusqu'alors uniquement connues dans les CVs, les inclusions sombres sont caractérisées comme étant des objets ayant subis des degrés d'altération et de métamorphisme très variables, parfois même plus intenses que ceux subis par la météorite hôte (Fruland et al., 1978; Kurat et al., 1987; Johnson et al., 1990; Kojima et al., 1993; Kojima and Tomeoka, 1994, 1996; Krot et al., 1997, 1999; Tomeoka and Tanimura, 2000; Ohnishi and Tomeoka, 2002). L'origine de ces inclusions sombres et leur lien génétique avec la météorite hôte n'est actuellement pas connue. Il semblerait néanmoins, au regard de leur pétrologie et de leur abondance de chondres et de CAIs, que ces inclusions sombres puissent correspondre à des fragments intensément altérés d'un matériau de type CV. Des analyses isotopiques des inclusions sombres des CKs permettraient de confirmer le caractère hydraté initial de ces inclusions et leur lien supposé avec les CVs et les CKs.

Malgré ces traces d'altération aqueuse, aucune phase hydratée n'a été observée dans les CKs, et ce probablement à cause de leur déshydratation au cours du métamorphisme. Les chondrites CIs et CMs métamorphiques (Akai, 1988, 1990; Tomeoka et al., 1989a, 1989b; Tomeoka, 1990) ont fait l'objet de nombreuses études sur les conditions de déshydratation de minéraux hydratés dans les météorites. Les températures de métamorphisme de ces CI/CM métamorphiques ont été estimées entre 300 et 750°C (Paul and Lipschutz, 1990; Zolensky et al., 1991; Akai, 1992). Des travaux expérimentaux de recuit de CMs indiquent que la tochilinite ($(\text{Fe}^{2+})_{5-6}(\text{Mg,Fe})_5\text{S}_6(\text{OH})_{10}$) se décompose à 245°C (Fuchs et al., 1973). Quant à la serpentine, elle commence à se décomposer entre 300 et 600°C (Brindley and Zussman, 1957; Akai, 1992; Morris et al., 1994; Nakato et al., 2008a, 2008b). Entre 500 et 750°C, la décomposition de la serpentine provoque la formation d'olivine (Ball and Taylor, 1963; Souza Santos and Yada, 1979, 1983; Akai, 1988, 1992). Le pyroxène pauvre en calcium apparaît quant à lui au-delà de 750°C (Akai, 1992).

La présence de pyroxène fibreux pauvre en calcium et l'absence de minéraux hydratés semble indiquer que l'épisode thermique qui a affecté les CKs et leurs inclusions sombres était supérieur à 750°C, voire même supérieur à 900°C, limite à partir de laquelle les CMs recuites expérimentalement sont totalement déshydratées (Nakato et al., 2008a, 2008b). Il semblerait donc que les CKs aient subi des températures de métamorphisme supérieures à celles estimées lors de ce travail (300–600°C). Une explication à cela serait que les couples ilménite-magnétite utilisées pour ce calcul pourraient ne pas avoir enregistré les conditions maximales de températures du métamorphisme des CKs. Les inclusions sombres pourraient

aussi avoir subi des conditions d'altération et de métamorphisme légèrement différentes de celles subies par les matériaux hôtes.

Le métamorphisme d'un précurseur ayant subi un épisode d'altération aqueuse pourrait expliquer le fort degré d'oxydation des CKs. Cependant, cette hypothèse n'est pas confirmée par l'analyse des compositions isotopiques de l'oxygène des CKs (Greenwood et al., 2010a). En effet, un matériau issu de la déshydratation d'un précurseur riche en phyllosilicates est alors enrichi en isotopes lourds, le produit et le résidu de cette réaction se situant sur une droite uniquement dépendant d'un fractionnement de masse (Mayeda and Clayton, 1998). L'hypothèse de l'origine des CKs par métamorphisme de matériaux hydratés, par exemple des chondrites carbonées CV_{OxB}, est donc incohérente avec les compositions isotopiques en oxygène des CKs qui sont appauvries en isotopes lourds par rapport aux CV_{OxB} (Greenwood et al., 2010a) (Fig. VI.2). Cette conclusion semble toutefois être nuancée par les résultats de Nakamura (2005) qui montrent que les compositions de CMs estimées avoir été métamorphisées à moins de 500°C ont des compositions isotopiques en oxygène proches de celles des CMs non métamorphiques.

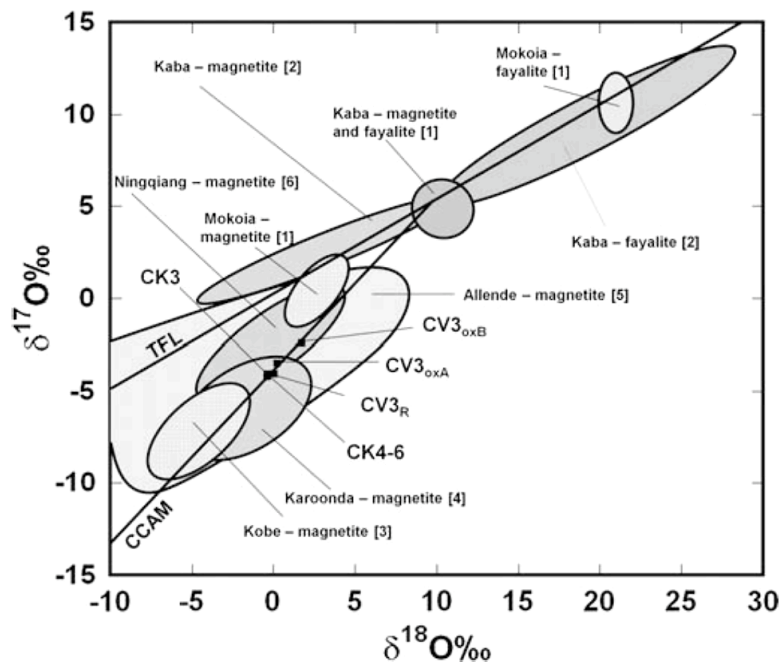


Figure VI.2 : Compositions isotopiques des CVs et des CKs dans le diagramme à trois isotopes de l'oxygène. Carrés : compositions moyennes. Pour les références [1–6], voir Greenwood et al. (2010a). (Greenwood et al., 2010a).

Ces résultats, associés au fait que les magnétites des CKs sont enrichies en ^{16}O , suggèrent que le métamorphisme des CKs s'est déroulé dans des conditions relativement sèches. Les $\Delta^{17}\text{O}$ des magnétites et des olivines des CKs sont similaires (Clayton and

Mayeda, 1999), ce qui indique également que lors du métamorphisme, le rapport eau/roche devait être faible. En effet, si les magnétites des CKs avaient été formées par oxydation à cause de la présence d'un fluide aqueux ayant un $\Delta^{17}\text{O}$ similaire à celui qui a formé la plupart des magnétites dans les autres chondrites, elles devraient également présenter des valeurs $\Delta^{17}\text{O}$ hautes (Richter and Neff, 2007).

Des processus secondaires d'altération ont donc bien eu lieu sur le corps parent des CV-CK. Toutefois la variation de l'intensité de ces processus d'altération indique que ce corps parent devait être altéré de façon hétérogène et que le rapport eau/roche devait être faible. L'observation d'hétérogénéités spatiales à l'échelle du centimètre de la quantité de sulfures est aussi un argument en faveur d'un corps parent hétérogène en terme d'intensité d'altération. Cependant, la mobilité du soufre lors d'épisodes de choc ne permet pas d'écarter cette hypothèse quant à l'origine de ces hétérogénéités.

La cause de l'augmentation de la fugacité d'oxygène entre les CVs (réduites et oxydées) et les CKs au cours du métamorphisme est donc actuellement indéterminée. La perte en carbone lors de l'augmentation de la température pourrait faire augmenter la fugacité d'oxygène vers des valeurs plus oxydantes. Afin de répondre à cette question, il semble nécessaire de mesurer les f_{O_2} intrinsèques des CVs et des CKs, ce qui n'a jamais été fait. La seule mesure de f_{O_2} intrinsèque réalisée sur une chondrite carbonée (Felix, CO3) indique des valeurs proches du tampon IW (Brett and Sato, 1984). Des mesures de f_{O_2} intrinsèque sur des échantillons de CV et de CK pourraient donc indiquer si un épisode d'altération sur le corps parent est réellement nécessaire pour expliquer les différences de degrés d'oxydation observées dans les CV_R, les CV_{Ox} et les CKs.

VI.III.2. Conditions temps-température du métamorphisme

Les températures de métamorphisme des CKs obtenues par l'utilisation du géothermomètre ilménite-magnétite varient entre ~300 et ~600°C, sans différence nette entre

les différents types pétrologiques. Cette gamme de température est cohérente avec celle proposée par Neff and Righter (2006) (277–653°C) qui ont également utilisé le géothermomètre ilménite-magnétite. Les températures estimées par Geiger and Bischof (1991) (550–1000°C) sont elles nettement supérieures à ces valeurs. Les différences de températures de métamorphisme obtenues pour les CKs par différentes méthodes (Clayton et al., 1977; Geiger and Bischoff, 1991; Noguchi, 1993; Clayton and Mayeda, 1999; Nakamuta et al., 2001; Tachibana et al., 2002; Neff and Righter, 2006; Righter and Neff, 2007) peuvent être attribuées à l'utilisation de géothermomètres différents, calibrés et définis pour des gammes de températures et de compositions distinctes. L'étude de la distribution Fe/Mg entre l'olivine et le spinelle donne systématiquement des températures minimales d'environ 700–800°C. Les températures obtenues par cette méthode correspondent approximativement à la température de fermeture du système et à la limite d'application des données thermodynamiques (e.g., Fabriès, 1979; Roeder et al., 1979), un rééquilibrage subsolidus en dessous de 800°C pouvant également avoir lieu entre l'olivine et le spinelle. Cette méthode ne semble donc pas la plus adéquate pour calculer les températures de métamorphisme des CKs. Les gammes de températures obtenues par l'utilisation de géothermomètres basés sur la composition des pyroxènes sont supérieures à celles calculées par le géothermomètre olivine-spinelle. Cela peut être expliqué par le fait que l'arrêt de l'échange Fe/Mg dans l'olivine se fait à plus basse température que dans le pyroxène (Henry and Medaris, 1980). De plus, le géothermomètre basé sur les compositions des deux pyroxènes doit être utilisé avec précaution, en particulier entre 800°C et 1000°C et si le pyroxène contient de l' Al_2O_3 , ce qui est le cas dans les CKs (Noguchi, 1993). Les gammes de températures calculées à partir du géothermomètre ilménite-magnétite semblent donc être celles comportant le moins d'incertitude liées à d'éventuels problèmes de compositions ou de domaines d'application.

Cependant, le géothermomètre ilménite-magnétite ne peut être appliqué qu'à des couples d'oxydes à l'équilibre. Pour déterminer si les couples ilménite-magnétite analysées sont à l'équilibre, un test basé sur le partage du Fe et du Mn entre ces deux minéraux a été développé par Bacon and Hirschmann (1988). Ainsi, si l'ilménite et la magnétite sont à l'équilibre, les logarithmes des rapports de concentration Mg/Mn dans ces deux oxydes doivent s'aligner sur une droite de pente ~ 1 ($\log(\text{Mg/Mn})_{\text{mag}} = 0,9317 \log(\text{Mg/Mn})_{\text{ilm}} - 0,0909$). Seulement 10% des couples ilménite-magnétite analysés durant ce travail passent ce test avec succès. Comme cela a été discuté par Bacon and Hirschmann (1988), ce non équilibre des couples ilménite-magnétite peut être causé par une modification des teneurs en Mn dans les ilménites aux températures subsolidus. De plus, Bacon and Hirschmann (1988) ont également

montré que la détermination des températures et de la f_{O_2} à partir de ces couples ilménite-magnétite ne passant pas le test d'équilibre donnait des résultats similaires à ceux obtenus en utilisant d'autres méthodes. Par conséquent, si les ilménites et les magnétites ont préservé leurs teneurs initiales en Fe et en Ti, ce que semblent indiquer les analyses de ces oxydes dans les CKs, l'utilisation de ce géothermomètre peut donc être envisagé. Nous proposons donc, en accord avec les données de Neff and Righter (2006), que le métamorphisme thermique des CKs s'est produit entre ~300 et 650°C. Similaire à celle estimée pour les CVs (330–630°C) (Kullerud and Yund, 1962; Fuchs, 1971; Brecher and Arrhenius, 1974; Blum et al., 1989b; Huss and Lewis, 1994; Weinbruch et al., 1994; Krot et al., 1995; Lee et al., 1996; Busemann et al., 2007), cette gamme de température est en accord avec la présence de grossulaire dans les CAIs (instable à plus de 800°C ; Yoder (1954)) et de pentlandite dans les CKs (instable à plus de 610°C ; Craig (1973)).

Comme nous l'avons vu précédemment, la présence ubiquiste de pentlandite dans les CKs est utilisée comme un argument fort en faveur d'un épisode métamorphique n'ayant pas excédé ~600°C. En effet, Craig (1973) et Kullerud (1962, 1963) rapportent que la pentlandite ((Fe,Ni)₉S₈, phase cubique, paramètre de maille = 9,928 Å) est une phase stable en dessous de 610°C et qu'elle se décompose en un mélange Ni_{3±x}S₂–pyrrhotite au-delà de cette température. Cependant, Sugaki et al. (1982) et Sugaki and Kitakaze (1992) ont montré qu'une forme de haute température de la pentlandite se formait à 610°C et était stable jusqu'à 865°C (phase cubique, paramètre de maille = 5,189 Å à 620°C ; Sugaki and Kitakaze (1998)), température au-delà de laquelle elle se décompose en MSS + liquide. La solution solide de cette forme de haute température de la pentlandite est limitée entre Fe_{5,07}Ni_{3,93}S_{7,85} et Fe_{3,61}Ni_{5,39}S_{7,85} à 850°C (Sugaki and Kitakaze, 1998). Les compositions de deux grains de pentlandite dans NWA 4422 (CK4) et Maralinga (CK4) (Tab. VI.1) peuvent laisser penser que la forme de haute température de la pentlandite décrite par Sugaki et al. (1982) et Sugaki and Kitakaze (1992) est présente dans certains de nos échantillons de CKs. Cela pourrait suggérer que la température de métamorphisme des CKs a pu atteindre ~800°C, limite imposée par la présence de grossulaire dans les CAIs des CKs. Même si la présence de la forme de haute température de la pentlandite dans les CKs reste encore à confirmer, cela fixerait une température maximale du métamorphisme permettant d'expliquer la cristallisation de minéraux anhydres (veines de pyroxène calcique, d'anorthite et de forstérite) dans les CAIs lors d'un processus d'altération de HT (> 700–800°C) (chapitre III) ainsi que la présence

d'inclusions sombres riches en pyroxène fibreux pauvre en calcium, pyroxène formé par déshydratation de la serpentine au-delà de 750°C (ce chapitre).

wt%	NWA 4422	Maralinga
Mg	0,20	2,63
Al	1,84	0,00
Ti	0,07	0,01
Cr	0,86	0,05
Fe	26,41	26,60
Mn	0,02	0,05
S	28,62	30,46
Ni	32,05	32,70
Co	0,21	0,07
Total	90,27	92,57

Tableau VI.1 : Analyses quantitatives de pentlandites, possiblement de forme de haute température, dans NWA 4422 (CK4) et Maralinga (CK4).

Formule structurale sur la base de 17 atomes

Mg	0,070	0,877
Al	0,576	0,000
Ti	0,012	0,002
Cr	0,140	0,008
Fe	4,001	3,866
Mn	0,004	0,007
S	7,550	7,711
Ni	4,618	4,520
Co	0,030	0,009
(Σ cations)/S	1,252	1,205

L'association de matrices recristallisées et de chondres non équilibrés dans les CK3 et quelques CK4 comme TNZ 057 indique que l'épisode thermique à l'origine des CKs a dû être de forte intensité mais aussi de courte durée. Cet épisode thermique de durée limitée dans le temps est confirmé par l'analyse des profils de diffusions dans DAG 431 (CK3), NWA 4724 (CK3.8), NWA 4423 (CK3.9) et TNZ 057 (CK4) qui indiquent que le métamorphisme des CKs a probablement duré moins de quelques centaines de milliers d'années. Les données obtenues lors de ce travail sont aussi en accord avec les durées estimées du métamorphisme dans Allende par Weinbruch et al. (1994), entre 50 000 et 60 000 ans à 530°C. De plus, Ito and Messenger (2010), en se basant sur la zonation en ^{26}Mg radiogénique d'un grain d'anorthite dans un CAI d'Allende, proposent des durées de métamorphisme à 600°C d'environ 0,6–0,8 Ma. Même si ces durées sont supérieures à celles estimées dans ce travail, elles restent toutefois intermédiaires aux durées de métamorphisme communément admises pour un épisode de choc et pour la désintégration d'éléments radioactifs à courte durée de vie.

La mesure d'un rapport $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ quasi canonique ($4,85 \pm 0,53 \times 10^{-5}$) dans le cœur du CGI-CAI de TNZ 057 indique également que le métamorphisme des CKs a dû être de courte durée, moins de quelques dizaines de milliers d'années à 500°C. La reproduction expérimentale des textures métamorphiques des CKs pour des temps de l'ordre de quelques jours confirme aussi que le rééquilibrage chimique et textural des CKs a pu se produire lors d'un épisode thermique de courte durée. Même si nos expériences ont été réalisées à des températures supérieures à celles estimées pour les CKs dans le but de raccourcir les durées expérimentales, des temps de chauffe plus long devraient permettre d'obtenir des résultats semblables à ceux présentés lors de ce travail dans le cas où l'on abaisserait la température dans la gamme définie par le géothermomètre ilménite-magnétite (< 650°C).

VI.IV. Un nouveau processus thermique secondaire à l'origine de la série métamorphique CV-CK

VI.IV.1. Une série métamorphique continue CV-CK

Comme l'indique l'apparition du terme « CV-CK clan » dans la littérature (Weisberg et al., 2006), l'existence d'une relation génétique entre les CVs et les CKs commence à être admise par la communauté scientifique. Certaines observations semblent toutefois être en désaccord avec l'existence d'une série métamorphique continue CV-CK.

Les valeurs de susceptibilité magnétique réalisées sur des CKs sont situées dans la gamme de variation des CVs (Rochette et al., 2008), ce qui semble au premier abord confirmer la relation génétique qui existe entre ces deux groupes de CCs. Cependant, les

mesures réalisées dans les CVs montrent que l'augmentation du métamorphisme est corrélée à une diminution de la susceptibilité magnétique (Rochette et al., 2008). La gamme de variation mesurée dans les CKs correspondant aux valeurs hautes mesurées dans les CVs, les analyses de susceptibilité magnétique semblent donc être en désaccord avec une série métamorphiques CV-CK continue.

Un second argument en désaccord avec une série métamorphique continue CV-CK provient de l'analyse des compositions isotopiques en Cr. En effet, les CVs et les CKs ont des compositions isotopiques en Cr différentes (Trinquier et al., 2007), ce qui peut suggérer que ces deux groupes de chondrites carbonées proviennent de corps parents différents. Cependant, les analyses des isotopes du Cr de l'ensemble des groupes de CCs montrant un enrichissement en ^{54}Cr en fonction de l'augmentation du degré métamorphique (Trinquier et al., 2007), les différences observées entre les CVs et les CKs ne pourraient être que la conséquence du processus thermique secondaire ayant affecté ces deux groupes de chondrites. Des analyses sur des CK3 pourraient confirmer cette interprétation.

Lors de ce travail, les compositions isotopiques en oxygène de NWA 1559 (CK3) ($\delta^{17}\text{O}\text{‰} = -2,83$; $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = 1,03$), NWA 4425 (CK3.8) ($\delta^{17}\text{O}\text{‰} = -2,77$; $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = 1,01$), NWA 4770 (CK4) ($\delta^{17}\text{O}\text{‰} = -5,23 \pm 0,03$; $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = -1,30 \pm 0,09$), NWA 5798 (CK4) ($\delta^{17}\text{O}\text{‰} = -5,65$; $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = -1,66$) et TNZ 057 (CK4) ($\delta^{17}\text{O}\text{‰} = -3,14$; $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = 0,64$) ont été mesurées par Richard Greenwood à The Open University. La méthode analytique utilisée est décrite brièvement par Greenwood et al. (2010a). Ces données sont cohérentes avec les résultats antérieurs (Greenwood et al., 2004, 2010a) et soutiennent l'hypothèse d'une origine commune des CVs et des CKs.

Cette étude pétrologique détaillée apporte de nouveaux arguments en faveur d'une série métamorphique continue CV-CK. En effet, les principaux critères initialement définis pour les CKs par Kallemeyn et al. (1991), comme la composition des olivines, riches en NiO et équilibrées à Fa_{31} , l'abondance de magnétite, l'augmentation de la taille des plagioclases ou encore la faible teneur en carbone, peuvent être expliqués comme le résultat du métamorphisme thermique en conditions oxydantes d'un précurseur de type CV. L'étude de l'organisation de la matière carbonée et la série d'expériences réalisées à HT-BP et sous f_{O_2} contrôlée confirme qu'un précurseur de type CV soumis à un épisode métamorphique de

courte durée peut acquérir les caractéristiques des CKs énoncées ci-dessus. Des expérimentations sous f_{S_2} contrôlée confirmeraient définitivement la relation CV-CK.

Comme nous l'avons vu précédemment, des biais de classification sont sans doute en partie à l'origine de la répartition des CVs et des CKs en deux groupes distincts. Néanmoins, notons que certaines ambiguïtés sont propagées par la base de données en ligne de la Meteoritical Society elle-même. Par exemple, la « Meteoritical Bulletin database » répertorie TNZ 057 en tant que CK4 alors que la description originale accompagnant la déclaration indiquait « C4 with CV-CK affinities » (Devouard et al., 2006).

Cette étude montre que les CK_T peuvent être considérées sans ambiguïté possible comme des CVs métamorphiques. Les variations d'abondances modales des divers composants chondritiques peuvent également être une conséquence du métamorphisme thermique. L'homogénéité des compositions chimiques et isotopiques des CK_T et des CK_K indique donc que les CVs et les CKs proviennent du même corps parent, l'intensité et la durée du métamorphisme étant à l'origine des différences minéralogiques et texturales observées entre ces deux groupes. Désormais, il nous semble définitivement établi que les CVs et les CKs forment une série métamorphique continue depuis les types 3 jusqu'aux types 6.

Au cours de ce travail, nous avons montré que les critères définis par Kallemeyn et al. (1991) ne permettaient pas de différencier de façon précise les CVs des CKs. Quant à la texture vésiculée et riche en inclusions des olivines matricielles des CKs, elle ne fait pas partie des critères de reconnaissance initiaux définis pour ce groupe de chondrites (Kallemeyn et al., 1991). Cependant, cette texture caractéristique semble être l'un des seuls critères permettant de distinguer une CV d'une CK. L'analyse régulière de la taille et de l'abondance de ces vésicules et de ces inclusions pourrait apporter une classification plus précise, notamment des échantillons de types 3–4, afin de caractériser l'évolution métamorphique à la transition CV3–CK4. De plus, cette transition 3–4 semble également pouvoir être étudiée de façon détaillée grâce à l'analyse de l'évolution de la taille des grains des matrices. Pour que ce critère puisse être utilisé, des observations plus rigoureuses, notamment en EBSD, devraient être réalisées sur les échantillons situés à la transition 3–4.

L'étude systématique de la structure de la matière carbonée dans les CVs et les CKs pourrait aussi permettre de caractériser de façon plus précise l'évolution du métamorphisme à

la transition 3–4. En effet, ce nouveau traceur du degré métamorphique défini par Bonal (2006) et Bonal et al. (2006, 2007), indépendant de la pétrologie des échantillons et du degré d'altération, ne semble être fonction que de la température du pic de métamorphisme.

VI.IV.2. Un nouveau modèle d'évolution thermique

Comme l'indique la texture particulière des matrices des CKs, caractérisée par l'abondance de vésicules et d'inclusions d'opaques, le processus thermique à l'origine des CKs doit avoir une origine différente de celle invoquée pour la formation des chondrites ordinaires, à savoir une production de chaleur par désintégration radioactive d'éléments à courte durée de vie. Nos résultats, en accord avec la présence dans les CKs de chondres non équilibrés associés à une matrice recristallisée, sont en faveur d'un épisode de relativement courte durée et de forte intensité. La faible abondance de traces de choc (fractures planaires, mosaïcisme...) dans nos échantillons de CKs, combinée au fait que les causes du « silicate darkening » (inclusions de magnétites et alignements d'oxydes dans l'olivine) ont été reproduites expérimentalement à basse pression, indique qu'un processus thermique causé par un (ou des) épisodes de choc semble peu probable pour expliquer l'origine du métamorphisme des CKs. Les temps relativement courts estimés lors de ce travail restent toutefois supérieurs à la durée d'un épisode métamorphique causé par du choc. En effet, le pic de métamorphisme ne dure que quelques secondes (Beck et al., 2005). Quant à la durée de relaxation thermique, elle n'est que de l'ordre du jour ou de l'année. Par exemple, Miller and Wagner (1979) ont estimé pour l'astroblème du Ries (situé en Allemagne, ~25 km de diamètre et ~600 m de profondeur), que les roches les plus métamorphisées lors de l'impact ont été chauffées entre 550 et 800°C pendant moins d'une heure, et à 200°C pendant environ 1 000 ans (les réactions métamorphiques à cette température étant quasi inexistantes). De plus, Melosh (1990) et Keil et al. (1997) ont montré que pour des petits corps parents (inférieurs à 100 km de diamètres), la source de chaleur induite par un épisode de choc ne pouvait pas être à l'origine d'un métamorphisme thermique global.

Selon le schéma de classification actuel, à chaque groupe de chondrite correspond un corps parent. Comme l'ont discuté Greenwood et al. (2010a), trois types de modèle de corps parent peuvent être envisagés comme source des CV-CK (Fig. VI.3). Notons ici que les trois modèles de corps parent discutés par Greenwood et al. (2010a) impliquent une stratification thermique (Fig. VI.3) et donc par conséquent excluent le choc comme origine possible du métamorphisme des CKs.

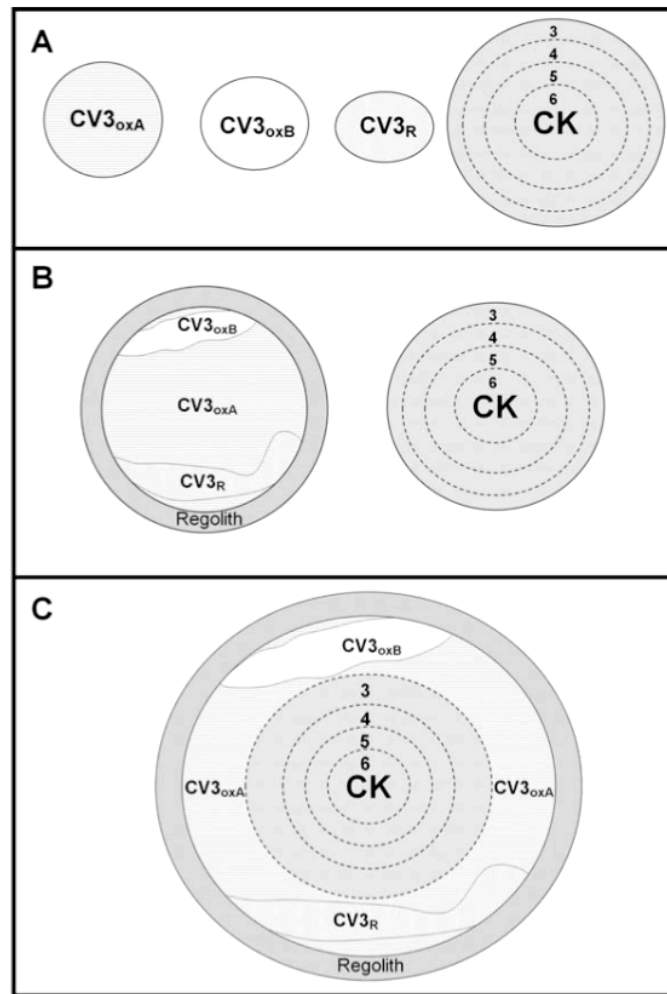


Figure VI.3 : Schéma montrant trois modèles de corps parents alternatifs pour les chondrites carbonées CV et CK. (A) Les CKs et chaque sous-groupe de CV proviennent d'un corps parent différent. (B) Deux corps parents différents correspondant d'un côté aux trois sous-groupes de CV et de l'autre aux CKs. (C) Corps parent unique pour les CVs et les CKs. Les cas (A) et (B) impliquent un corps parent des CKs stratifié. Le cas (C) implique quant à lui un corps parent CV-CK stratifié, les lithologies les plus métamorphiques (CK6) étant situées en profondeur. (Greenwood et al., 2010a).

Dans le premier modèle, les CKs et les trois sous-groupes de CV pourraient chacun provenir de corps parents distincts formés dans une région similaire du disque protoplanétaire, condition imposée par la similitude des compositions chimiques et isotopiques globales de ces deux groupes de chondrites carbonées (Fig. VI.3A). Cependant, l'observation assez fréquente de mélanges de différentes lithologies de CV semble plutôt être en faveur d'un seul et même corps parent hétérogène en terme de degré d'altération (Krot et al., 2000c). Dans ce cas, CVs et CKs ne pourraient provenir que de deux corps parents différents (Fig. VI.3B).

Enfin, le modèle proposé par Greenwood et al. (2010a, 2010b) implique un seul et unique corps parent CV-CK thermiquement stratifié avec les lithologies les plus métamorphiques situées au centre de l'objet (Fig. VI.3C). Ce modèle est en accord avec la distribution similaire des âges d'exposition mesurés pour les CVs et les CKs, avec notamment deux pics à ~9 et ~29 Ma (Scherer and Schultz, 2000).

Un autre modèle de corps parent stratifié a récemment été proposé (Fig. VI.4). Comme nous l'avons vu brièvement dans le chapitre IV, des données récentes sur le paléomagnétisme des CVs suggèrent que ces chondrites pourraient provenir de la surface d'un corps parent différencié dont le noyau métallique serait la source d'une dynamo (Weiss et al., 2009, 2010a, 2010b; Carporzen et al., 2010; Elkins-Tanton et al., 2011; Humayun and Weiss, 2011). Les CKs pourraient quant à elles représenter la partie inférieure de la couche superficielle non différenciée de ce planétésimal. Cependant, l'absence de mesures de paléomagnétisme sur des CKs ne permet pas de savoir si ce type de modèle, qui implique donc un corps parent unique pour les CVs et les CKs, peut réellement être envisagé.

Le modèle de corps parent ci-dessus et celui proposé par Greenwood et al. (2010a) sont thermiquement stratifiés. Comme cela est actuellement proposé pour le ou les corps parents des chondrites ordinaires (Trieloff et al., 2003; Wood, 2003), ils impliquent une source de chaleur interne ayant pour origine la désintégration d'isotopes à courte durée de vies. Or, les observations texturales, pétrologiques et expérimentales réalisées lors de travail indiquent que la durée de l'épisode métamorphique à l'origine des CKs ne semble pas compatible avec ce type de processus thermique.

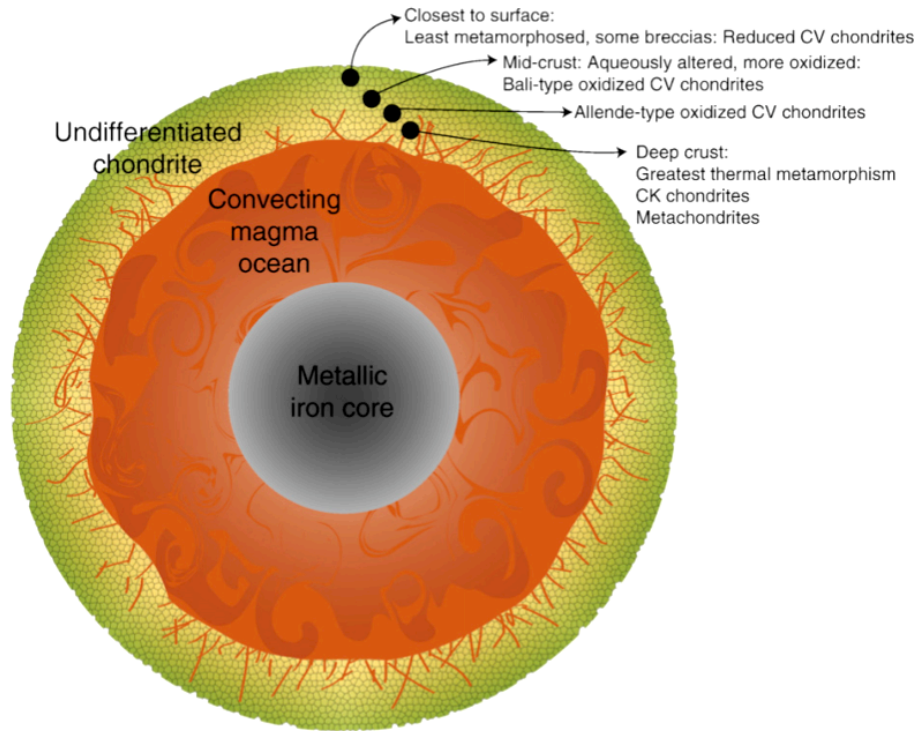


Figure VI.4 : Schéma de corps parent CV-CK différencié comprenant un cœur métallique, un océan magmatique interne et une croûte chondritique non différenciée composée de matériaux primitifs en surface et de matériaux métamorphiques en profondeur. (Elkins-Tanton et al., 2011).

Dans ce travail, nous avons montré qu'à de faibles distances héliocentriques (environ $< 0,5$ UA), des météoroïdes chondritiques pouvaient être métamorphisés par chauffage radiatif à des températures similaires à celles estimées pour les CKs (300–650°C). Ainsi, nous proposons un nouveau modèle de corps parent (Fig. VI.5). Un corps parent initial non stratifié, composé d'un matériau de type CV et d'un régolite en surface, aurait été fragmenté lors d'un (ou de plusieurs) épisode de choc, provoquant la formation d'un essaim d'objets de tailles variables, mais tous de type CV. Par la suite, un processus thermique secondaire par chauffage radiatif pourrait affecter une partie de ces objets. En fonction de leurs tailles, de leurs distances héliocentriques et du nombre de passages aux abords du Soleil avant leur chute sur Terre, il serait alors possible d'obtenir des objets de types pétrologiques différents. Les objets ayant des périhélies situés à moins de 0,3 UA pouvant conserver des orbites stables pendant plusieurs millions d'années (Michel and Delbo, 2010), ce métamorphisme thermique secondaire pourrait affecter ces fragments d'astéroïde pendant des durées de quelques milliers à plusieurs dizaines de milliers d'années.

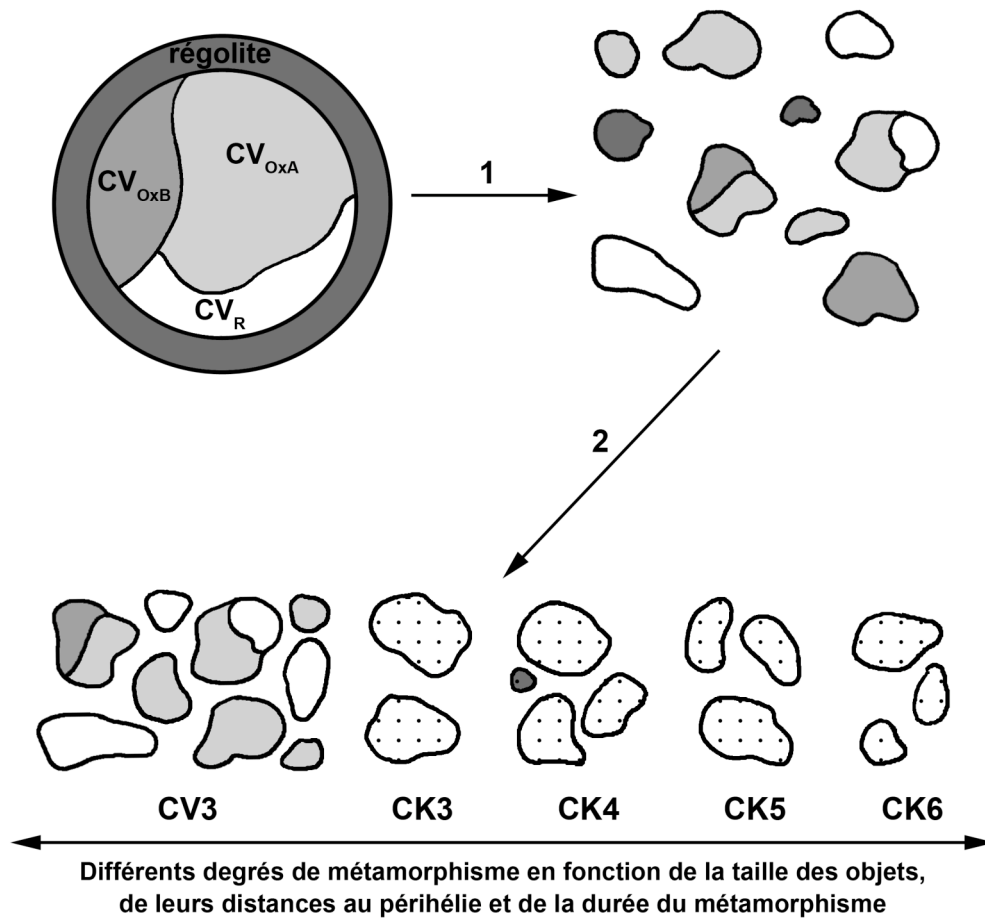


Figure VI.5 : Schéma du modèle de corps parent CV-CK proposé lors de ce travail. (1) Fragmentation d'un corps parent initial composé (i) d'un mélange hétérogène de lithologies différentes correspondant aux trois sous-groupes de CV et (ii) d'un régolite superficiel. Les objets issus de cette fragmentation sont donc de type CV_R, CV_{OxA}, CV_{OxB}, des mélanges CV_R-CV_{OxB} (Krot et al., 2000c), CV_{OxA}-CV_{OxB} (Krot et al., 1998a), ou encore des morceaux de régolite. (2) Certains fragments peuvent se retrouver sur des trajectoires typiques de NEOs par le biais de phénomènes de résonance, notamment avec Jupiter. En fonction de leur taille et du nombre de passages au périhélie, ces objets de type CV vont être métamorphisés à des degrés différents formant ainsi une série métamorphique continue depuis les trois sous-groupes de CV jusqu'aux CK6.

Les températures de métamorphisme estimées pour les CVs et les CKs étant similaires, respectivement 330–630°C et 300–650°C, la durée du métamorphisme et donc par conséquent le nombre de passages aux abords du Soleil, serait le paramètre le plus important pour expliquer les différences des degrés de métamorphisme entre ces deux groupes de CCs. La similitude des tailles pré-atmosphériques estimées pour les CVs et les CKs vont aussi dans ce sens.

Greenwood et al. (2010a, 2000b) ont proposé que les CV-CK pourraient provenir de la famille d'Eos, une famille d'astéroïdes probablement formée par la fragmentation, il y a

environ 1,30 Ga (Vokrouhlický et al., 2006), d'un astéroïde père d'environ 218 km de diamètre (Tanga et al., 1999). Cette famille tire son nom de Eos, le plus gros astéroïde (~104 km de diamètre) appartenant à cette famille composée d'environ 4400 objets (Vokrouhlický et al., 2006). Elle se situe entre 2,95 et 3,13 UA (Vokrouhlický et al., 2006; Mothé-Diniz et al., 2008), région de la ceinture d'astéroïde dominée par les astéroïdes de type C (Gradie and Tedesco, 1982). Bell (1988) montra par l'observation des spectres visibles et infrarouges que la famille d'Eos devait être composée de chondrites CV et/ou CO. Plus récemment, Mothé-Diniz et al. (2008) ont suggéré, en se basant aussi sur des analyses spectrales, que la famille d'Eos pouvait correspondre à des CKs ou à des chondrites de type R (Rumuritites).

Des études de l'évolution dynamique des astéroïdes appartenant à cette famille Eos indiquent que les orbites de certains de ces objets pouvaient être modifiées de façons significatives lors de résonances instables, notamment à cause de Jupiter. Cette hypothèse a été proposée en premier par Milani and Knezevic (1990, 1992) et a depuis été testée et confirmée par Zappalà et al. (2000) et Vokrouhlický et al. (2006). Ces travaux montrent que certains astéroïdes de la famille d'Eos peuvent être éjectés de la ceinture d'astéroïde et redirigés en direction du Soleil. Même si la plupart des objets réorientés vers la partie interne du Système Solaire rentrent en collision avec le Soleil (Farinella et al., 1994; Morbidelli et al., 2002, et références), quelques pourcents de ces objets ayant des orbites similaires à ceux de NEOs et des périhélie proches du Soleil peuvent rentrer en collision avec les planètes telluriques, dont la Terre (Farinella et al., 1994; Gladman et al., 1997; Zappalà et al., 1998).

Ces résultats, associés à la présence d'astéroïdes carbonés ayant des distances au périhélie inférieures à 0,2 UA (3200 Phaethon), indiquent que notre modèle peu être en accord avec la source des CV-CK suggérée par Greenwood et al. (2010a, 2010b). Toutefois, avec le modèle de corps parent proposé dans ce travail, l'astéroïde à l'origine de la famille d'Eos doit ne pas avoir été stratifié.

VI.IV.3. Un épisode métamorphique tardif ?

La datation de l'épisode métamorphique des CKs semble donc être le paramètre clé qui permettrait de valider ou d'invalidier notre modèle d'évolution thermique des CV-CK. En effet, ce modèle implique un métamorphisme tardif, c'est-à-dire entre le moment de la fragmentation du corps parent et la collision des objets ainsi formés avec la Terre. Un épisode thermique précoce invaliderait donc ce modèle par chauffage radiatif. Les analyses préliminaires Al-Mg réalisées durant ce travail sur un CAI de TNZ 057 indiquent que l'épisode métamorphique a dû avoir lieu une fois la désintégration de l' ^{26}Al , soit quelques millions d'années après la formation des CAIs. Toutefois, la vitesse de décroissance rapide de l' ^{26}Al ne permet d'utiliser le chronomètre ^{26}Al - ^{26}Mg , et plus largement tous les chronomètres utilisant les isotopes radioactifs à courtes périodes, pour dater des épisodes métamorphiques ayant eu lieu après les premiers millions d'années de vie du Système Solaire. La question de l'âge du métamorphisme des CKs reste donc ouverte et nécessiterait une étude de plus grande ampleur que celle réalisée durant ce travail. De plus, la plupart des chronomètres utilisant les isotopes radioactifs à courte durée de vie sont utilisés sur les CAIs. Or, ces objets sont partiellement remis à zéro lors du métamorphisme.

Nous avons également observé dans NWA 2900 et dans TNZ 057 deux CAIs contenant une phase non déterminée riche en potassium (Fig. VI.6). Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (le ^{40}K se désintégrant en ^{40}Ar avec une demi-vie d'environ 1,25 Ga) pourrait donc être envisagée sur ce type d'objet pour tenter de dater le métamorphisme des CKs.

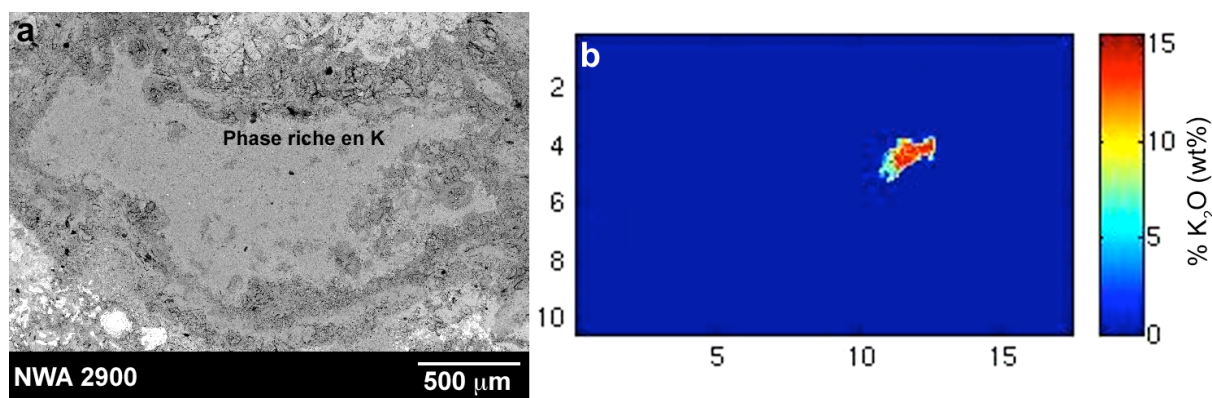


Figure VI.6 : Image BSE (a) et cartographie en fluorescence X (les échelles des deux axes X et Y sont en millimètres) (b) d'un CAI riche en potassium dans NWA 2900.

Conclusion

Tout d'abord, il est nécessaire d'insister sur l'importance des collectes systématiques, notamment celles réalisées au Sahara, qui ont apporté un nombre considérable de nouvelles CKs à partir du début des années 2000. En effet, ce travail n'aurait pas été possible sans ces collectes et sans l'accès, quasi illimité, que nous avons eu à ces échantillons.

Malgré les biais de classification et les faibles représentativités de certains échantillons principalement liées à leurs petites tailles, ce travail a permis d'apporter de nouveaux arguments en faveur de l'existence d'une série métamorphique continue CV-CK. De toute évidence, les CK_T sont en réalité des CV4. Quant aux CK_K et aux CK5–6, la continuité observée avec les CK_T, notamment en terme d'abondances des différents composants chondritiques, associée aux nombreuses caractéristiques communes avec ces mêmes CK_T (équilibrées à $\sim\text{Fa}_{31,9}$, textures des matrices, compositions chimiques et isotopiques, abondance de magnétite, olivines matricielles riches en NiO), indiquent que l'ensemble des CKs sont génétiquement liées aux CVs.

Ce travail a également permis de proposer un modèle d'évolution thermique des CV-CK, le chauffage radiatif. Ce modèle d'évolution thermique ne doit toutefois pas être considéré comme un processus corps-parent à proprement parlé. En effet, le chauffage radiatif peut potentiellement affecter des petits fragments d'astéroïdes et non un corps parent dans sa globalité. Il convient dès lors de qualifier ce type de processus thermique de processus secondaire et non de processus corps-parent. Ce modèle thermique, alternatif aux autres

modèles proposés jusqu'alors (choc et désintégration radioactive d'isotopes à courte durée de vie), permet, dans le cas des CV-CK, d'expliquer l'ensemble des observations suivantes :

- La similitude des âges d'exposition des CVs et des CKs (Scherer and Schultz, 2000).
- Les compositions chimiques et isotopiques similaires des CVs et des CKs.
- L'existence de clastes de CVs de lithologies différentes (Krot et al., 1998a, 2000c).
- L'absence de brèches de CV-CK et de CKs de types pétrologiques différents.
- La distribution similaire des tailles des CVs et des CKs.
- La présence de traces de choc dans les CVs et les CKs (Scott et al., 1992).
- Le fait que les CKs les plus choquées ne correspondent pas systématiquement aux CKs les plus métamorphiques (Rubin, 1991a, 1992; Scott et al., 1992).
- Des durées de métamorphisme intermédiaires à celles causées par un épisode de choc et par la désintégration radioactive d'éléments à courte durée de vie.
- Les estimations de températures de métamorphisme similaires pour les CVs et les CKs, respectivement 330–630°C et 300–650°C.
- Les textures caractéristiques vésiculées et riches en inclusions des olivines matricielles, textures non observées dans les chondrites ordinaires considérées comme provenant d'un corps parent thermiquement stratifié par une production de chaleur interne causée par la désintégration radioactive d'éléments à courte durée de vie.
- L'existence de CKs s'apparentant à du régolite (Karoonda, NWA 765) et qui, au regard de la texture de leurs matrices, ont été affectées par un même type de processus thermique secondaire que toutes les autres CKs.

Dans un avenir proche, il paraît donc nécessaire de dater le métamorphisme des CKs afin de confirmer que la série continue CV-CK provient bien du métamorphisme par chauffage radiatif de météoroïdes formés par la fragmentation d'un corps parent homogène de type CV.

Références bibliographiques

A

- Abreu, N.M., Brearley, A.J., 2005. Carbonates in Vigarano: Terrestrial, preterrestrial, or both? *Meteoritics and Planetary Science* 40, 609–625.
- Agee, C.B., 1997. Melting temperatures of the Allende meteorite: Implications for a Hadean magma ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 100, 41–47.
- Agee, C.B., Li, J., Shannon, M.C., Circone, S., 1995. Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite. *Journal of Geophysical Research* 100, 17725–17740.
- Akai, J., 1988. Incompletely transformed serpentine-type phyllosilicates in the matrix of Antarctic CM chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1593–1599.
- Akai, J., 1990. Mineralogical evidence of heating events in Antarctic carbonaceous chondrites, Y-86720 and Y-82162. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite* 3, 55–68.
- Akai, J., 1992. T-T-T diagram of serpentine and saponite, and estimation of metamorphic heating degree of Antarctic carbonaceous chondrites. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite* 5, 120–135.
- Al-Kathiri, A., Hofmann, B.A., Jull, A.J.T., Gnoss, E., 2005. Weathering of meteorites from Oman: Correlation of chemical and mineralogical weathering proxies with ¹⁴C terrestrial ages and the influence of soil chemistry. *Meteoritics and Planetary Science* 40, 1215–1239.
- Alexander, C.M.O.'D., Grossman, J.N., Ebel, D.S., Ciesla, F.J., 2008. The Formation Conditions of Chondrules and Chondrites. *Science* 320, 1617–1619.
- Alexander, C.M.O.'D., Grossman, J.N., 2005. Alkali elemental and potassium isotopic compositions of Semarkona chondrules. *Meteoritics and Planetary Science* 40, 541–556.
- Alexeev, V.A., 2003. Meteorite ablation evaluated from data on the distribution of cosmogenic neon isotopes. *Solar System Research* 37, 207–217.
- Alexeev, V.A., 2004. Meteorite ablation evaluated from the data on the density of cosmic-ray tracks. *Solar System Research* 38, 194–202.
- Alexeyeva, K.N., 1958. Physical properties of stony meteorites and their interpretation in the light of hypotheses regarding the origin of the meteorites (in Russian). *Meteoritika* 16, 67–77.

- Allen, J.M., Grossman, L., Davis, A.M., Hutcheon, I.D., 1978. Mineralogy, textures and mode of formation of a hibonite-bearing Allende inclusion. 11th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 1209–1233.
- Aléon, J., Krot, A.N., McKeegan, K.D., 2002. Calcium-aluminum-rich inclusions and amoeboid olivine aggregates from the CR carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1729–1755.
- Amelin, Y., Krot, A.N., Hutcheon, I.D., Ulyanov, A.A., 2002. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297, 1678–1683.
- Amelin, Y., Wadhwa, M., Lugmair, G., 2006. Pb-Isotopic dating of meteorites using 202Pb-205Pb double-spike: Comparison with other high-resolution chronometers. 37th Lunar and Planetary Science Conference, #1970 (abstract).
- Ammar, M.R., Rouzaud, J.-N., 2011. How to obtain a reliable structural characterization of polished graphitized carbons by Raman microspectroscopy. *Journal of Raman Spectroscopy* 43, 207–211.
- Ammar, M.R., Charon, E., Rouzaud, J.-N., Aleon, J., Guimbretière, G., Simon, P., 2011. On a reliable structural characterization of polished carbons in meteorites by raman microspectroscopy. *Spectroscopy Letters* 44, 535–538.
- Anders, E., 1964. Origin, age, and composition of meteorites. *Space Science Reviews* 3, 583–714.
- Anders, E., 1978. Most stony meteorites come from the asteroid belt, in: *Asteroids: An exploration assessment* (eds. Morrison D. and Wells W.C.). NASA Conference Publication 2053, pp. 57–75.
- Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements - Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197–214.
- Anders, E., Zinner, E., 1993. Interstellar grains in primitive meteorites - Diamond, silicon carbide, and graphite. *Meteoritics* 28, 490–514.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting, Eos Transactions. American Geophysical Union 66, 416 (abstract).

B

- Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 57–61.
- Ball, M.C., Taylor, H.F.W., 1963. The dehydration of chrysotile in air and under hydrothermal conditions. *Mineralogical Magazine* 33, 467–482.
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., Mostefaoui, S., 2005. Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature* 435, 1071–1074.
- Beech, M., Steel, D., 1995. On the definition of the term meteoroid. *Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society* 36, 281–284.
- Bell, J.F., 1988. A probable asteroidal parent body for the CO or CV chondrites. *Meteoritics* 23, 256–257.
- Bell, K.R., Cassen, P.M., Wasson, J.T., Woolum, D.S., 2000. The FU Orionis phenomenon and solar nebula material, in: *Protostars and Planets IV* (eds. Mannings V., Boss A.P., and Russell S.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 897–926.
- Belskaya, I.N., Shevchenko, V.G., 2000. Opposition effect of asteroids. *Icarus* 147, 94–105.
- Bennett, M.E., McSween, H.Y., 1996. Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics and Planetary Science* 31, 783–792.

- Benny-Bassez, C., Rouzaud, J.N., 1985. Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy. *Scanning Electron Microscopy*, 119–132.
- Bernard, S., Beyssac, O., Benzerara, K., Findling, N., Tzvetkov, G., Brown Jr., G.E., 2010. XANES, Raman and XRD study of anthracene-based cokes and saccharose-based chars submitted to high-temperature pyrolysis. *Carbon* 48, 2506–2516.
- Beyssac, O., 2001. Les mécanismes de graphitisation à basse température. Ph.D. Thesis, Université de Paris Sud, Laboratoire de Géologie, ENS Paris.
- Beyssac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., Rouzaud, J.-N., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochim Acta A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 59, 2267–2276.
- Binzel, R.P., Rivkin, A.S., Stuart, J.S., Harris, A.W., Bus, S.J., Burbine, T.H., 2004. Observed spectral properties of near-Earth objects: Results for population distribution, source regions, and space weathering processes. *Icarus* 170, 259–294.
- Birck, J.-L., Allègre, C.J., 1985. Evidence for the presence of Mn-53 in the early solar system. *Geophysical Research Letters* 12, 745–748.
- Bischoff, A., Rubin, A.E., Keil, K., Stoeffler, D., 1983. Lithification of gas-rich chondrite regolith breccias by grain boundary and localized shock melting. *Earth and Planetary Science Letters* 66, 1–10.
- Bischoff, A., 1998. Aqueous alteration of carbonaceous chondrites: Evidence for preaccretionary alteration. A review. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 1113–1122.
- Bland, P.A., Artemieva, N.A., 2003. Efficient disruption of small asteroids by Earth's atmosphere. *Nature* 424, 288–291.
- Bland, P.A., Berry, F.J., Smith, T.B., Skinner, S.J., Pillinger, C.T., 1996. The flux of meteorites to the Earth and weathering in hot desert ordinary chondrite finds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2053–2059.
- Bland, P.A., Sexton, A.S., Jull, A.J.T., Bevan, A.W.R., Berry, F.J., Thornley, D.M., Astin, T.R., Britt, D.T., Pillinger, C.T., 1998. Climate and rock weathering: A study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 3169–3184.
- Bland, P.A., Bevan, A.W.R., Jull, A.J.T., 2000. Ancient Meteorite Finds and the Earth's Surface Environment. *Quaternary Research* 53, 131–142.
- Bland, P.A., Cressey, G., Menzies, O.N., 2004. Modal mineralogy of carbonaceous chondrites by X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 3–16.
- Bland, P.A., Zolensky, M.E., Benedix, G.K., Sephton, M.A., 2006. Weathering of Chondritic Meteorites, in: *Meteorites and the Early Solar System II* (eds. Lauretta D.S and McSween Jr. H.R.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 853–867.
- Blum, J.D., Wasserburg, G.J., Hutcheon, I.D., Beckett, J.R., Stolper, E.M., 1989a. Diffusion, phase equilibria and partitioning experiments in the Ni-Fe-Ru system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 483–489.
- Blum, J.D., Wasserburg, G.J., Hutcheon, I.D., Beckett, J.R., Stopler, E.M., 1989b. Origin of opaque assemblages in C3V meteorites - Implications for nebular and planetary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 543–556.
- Bonal, L., 2006. Matière organique et métamorphique thermique dans les chondrites primitives. Ph.D. Thesis, Université Joseph Fourier, Laboratoire de Planétologie, Grenoble.

- Bonal, L., Quirico, E., Bourot-Denise, M., Montagnac, G., 2006. Determination of the petrologic type of CV3 chondrites by Raman spectroscopy of included organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1849–1863.
- Bonal, L., Bourot-Denise, M., Quirico, E., Montagnac, G., Lewin, E., 2007. Organic matter and metamorphic history of CO chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1605–1623.
- Borisov, A., Pack, A., Kropf, A., Palme, H., 2008. Partitioning of Na between olivine and melt: An experimental study with application to the formation of meteoritic Na₂O-rich chondrule glass and refractory forsterite grains. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 5558–5573.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Moynier, F., Vervoort, J.D., Albarède, F., 2007. Pb Pb dating constraints on the accretion and cooling history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1583–1604.
- Bouvier, A., Wadhwa, M., Janney, P., 2008. ²⁶Al-²⁶Mg and ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb Systematics in an Allende inclusion. *Meteoritics and Planetary Science* 43, A28 (abstract).
- Bowell, E., Hapke, B., Domingue, D., Lumme, K., Peltoniemi, J., Harris, A.W., 1989. Application of photometric models to asteroids, in: *Asteroids II* (eds. Binzel R.P., Gehrels T., and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 524–556.
- Brandstätter, F., Bukovanská, M., Kurat, G., 2003. NWA 1559: Another anomalous CK3 chondrite? *Meteoritics and Planetary Science* 38, A63 (abstract).
- Brearley, A.J., Scott, E.R.D., MacKinnon, I.D.R., 1987. Electron petrography of fine-grained matrix in the Karoonda C4 carbonaceous chondrite. *Meteoritics* 22, 339 (abstract).
- Brearley, A.J., 1996. The nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules, in: *Chondrules and the protoplanetary disk* (eds. Hewins R.H., Jones R.H. and Scott E.R.D.). Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 137–151.
- Brearley, A.J., Jones, R.H., 1998. Chondritic meteorites, in: *Planetary Materials, Reviews in Mineralogy* (ed. Papike J.J.). Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 3-1–3-398.
- Brearley, A.J., 1999. Origin of graphitic carbon and pentlandite in matrix olivines in the Allende meteorite. *Science* 285, 1380–1382.
- Brearley, A.J., 2003. Nebular versus parent-body processing, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), *Treatise on Geochemistry Vol. 1* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 247–268.
- Brearley, A.J., 2006. The action of water, in: *Meteorites and the Early Solar System II*, (eds. Lauretta D.S. and McSween Jr. H.Y.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 584–624.
- Brearley, A.J., 2009. Matrix olivines in the metamorphosed CK chondrite NWA 1628: Possible affinities to olivines in the matrices of oxidized CV3 chondrites and dark inclusions. 40th Lunar and Planetary Science Conference, #1791 (abstract).
- Brecher, A., Arrhenius, G., 1974. The paleomagnetic record in carbonaceous chondrites: Natural remanence and magnetic properties. *Journal of Geophysical Research* 79, 2081–2106.
- Brett, R., Sato, M., 1984. Intrinsic oxygen fugacity measurements on seven chondrites, a pallasite, and a tektite and the redox state of meteorite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 111–120.
- Brindley, G.W., Zussman, J., 1957. A structural study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite. *American Mineralogist* 42, 461–474.
- Britt, D.T., Consolmagno, G.J., 2000. The Porosity of dark meteorites and the structure of low-albedo asteroids. *Icarus* 146, 213–219.

- Britt, D.T., Consolmagno, G.J., 2003. Stony meteorite porosities and densities: A review of the data through 2001. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 1161–1180.
- Bronson, A., Pierre, G.R.S., 1981. The sulfide capacities of CaO-SiO₂ melts containing MgO, FeO, TiO₂, and Al₂O₃. *Metallurgical Transactions B* 12, 729–731.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5, 310–357.
- Buening, D.K., Buseck, P.R., 1973. Fe-Mg lattice diffusion in olivine. *Journal of Geophysical Research* 78, 6852–6862.
- Bukovanská, M., Brandstätter, F., Kurat, G., 2003. NWA 1560 (CK4/5) and NWA 1563 (CK5) — A comparison with HaH 280 (CK4) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* 38, A84 (abstract).
- Bunch, T.E., Keil, K., Snetsinger, K., 1967. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 1569–1582.
- Bunch, T.E., Chang, S., 1983. Allende dark inclusions: Samples of primitive regoliths. 14th Lunar and Planetary Science Conference, 75–76 (abstract).
- Burnett, D.S., 2006. NASA returns rocks from a comet. *Science* 314, 1709–1710.
- Bus, S.J., Binzel, R.P., 2002. Phase II of the small Main-belt asteroid spectroscopic survey: A feature-based taxonomy. *Icarus* 158, 146–177.
- Busemann, H.O'D. Alexander, C.M., Nittler, L.R., 2007. Characterization of insoluble organic matter in primitive meteorites by microRaman spectroscopy. *Meteoritics and Planetary Science* 42, 1387–1416.

C

- Caffee, M.W., Nishiizumi, K., Matsumoto, Y., Matsuda, J., Komura, K., Nakamura, N., 2000. Noble gases and cosmogenic radionuclides in the Kobe CK meteorite. *Meteoritics and Planetary Science* 35, A37 (abstract).
- Campins, H., Kelley, M.S., Fernández, Y., Licandro, J., Hargrove, K., 2009. Low perihelion near-Earth asteroids. *Earth Moon and Planets* 105, 159–165.
- Čapek, D., Vokrouhlický, D., 2010. Thermal stresses in small meteoroids. *Astronomy and Astrophysics* 519, A75, 16 p.
- Carporzen, L., Weiss, B.P., Ebel, D.S., Gattacceca, J., Shuster, D.L., 2010. Evidence of partial differentiation and a metallic core on the CV chondrite parent planetesimal. EGU General Assembly Conference, p. 13971 (abstract).
- Castaing, R., 1951. Application des sondes électroniques à une méthode d'analyse ponctuelle chimique et cristallographique, Université de Paris.
- Chakraborty, S., 1997. Rates and mechanisms of Fe-Mg interdiffusion in olivine at 980°–1300°C. *Journal of Geophysical Research* 102, 12317–12332.
- Chakraborty, S., 2010. Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite, in: *Diffusion in minerals and melts, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (eds. Zhang Y. and Cherniak D.). Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 603–639.
- Chaumard, N., 2008. Chondrites carbonées CV et CK : processus et évolution sur le corps parent. Mémoire de Recherche, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand.
- Chaumard, N., Devouard, B., Zanda, B., Ferrière, L., 2009. The link between CV and CK carbonaceous chondrites based on parent-body processes. *Meteoritics and Planetary Science* 44, A49 (abstract).

- Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1990. The isotopic composition of AG in meteorites and the presence of Pd-107 in protoplanets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1729–1743.
- Cherniak, D.J., Dimanov, A., 2010. Diffusion in pyroxene, mica and amphibole, in: *Diffusion in minerals and melts, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (eds. Zhang Y. and Cherniak D.). Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 641–690.
- Chizmadia, L.J., Rubin, A.E., Wasson, J.T., 2002. Mineralogy and petrology of amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: Relationship to parent-body aqueous alteration. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1781–1796.
- Choe, W.H., Huber, H., Rubin, A.E., Kallemeyn, G.W., Wasson, J.T., 2010. Compositions and taxonomy of 15 unusual carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 45, 531–554.
- Choi, B.-G., McKeegan, K.D., Leshin, L.A., Wasson, J.T., 1997. Origin of magnetite in oxidized CV chondrites: in situ measurement of oxygen isotope compositions of Allende magnetite and olivine. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 337–349.
- Christophe Michel-Lévy, M., 1968. Un chondre exceptionnel dans la météorite de Vigarano. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie* 91, 212–214.
- Ciesla, F.J., Lauretta, D.S., Cohen, B.A., Hood, L.L., 2003. A nebular origin for chondritic fine-grained phyllosilicates. *Science* 299, 549–552.
- Clayton, R.N., Grossman, L., Mayeda, T.K., 1973. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. *Science* 182, 485–488.
- Clayton, D.D., Hoyle, F., 1976. Grains of anomalous isotopic composition from Novae. *The Astrophysical Journal* 203, 490–496.
- Clayton, R.N., Onuma, N., Grossman, L., Mayeda, T.K., 1977. Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 34, 209–224.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., MacPherson, G.J., Grossman, L., 1987. Oxygen and silicon isotopes in inclusions and chondrules from Vigarano. 18th Lunar and Planetary Science Conference, 185–186 (abstract).
- Clayton, R.N., Hinton, R.W., Davis, A.M., 1988. Isotopic variations in the rock-forming elements in meteorites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 325, 483–501.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Olsen, E.J., Goswami, J.N., 1991. Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2317–2337.
- Clayton, R.N., 1993. Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21, 115–149.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1996. Oxygen isotope relations among CO, CK, and CM chondrites and carbonaceous chondrite dark inclusions. *Meteoritics and Planetary Science* 31, A30 (abstract).
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1999. Oxygen isotope studies of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2089–2104.
- Clayton, R.N., 2003. Oxygen isotopes in meteorites, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), *Treatise on Geochemistry Vol. 1* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 129–142.
- Cohen, R.E., Kornacki, A.S., Wood, J.A., 1983. Mineralogy and petrology of chondrules and inclusions in the Mokoia CV3 chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1739–1757.
- Coltorti, M., Downes, H., Gregoire, M., O'Reilly, S.Y., 2010. Petrological evolution of the European lithospheric mantle (eds. Coltorti M., Downes H., Gregoire M., and O'Reilly S.Y.). Geological Society of London, 252 p.

- Condie, K.C., 1967. Oxygen, carbon dioxide, and sulfur fugacities during diagenesis and low-grade metamorphism of late Precambrian subgraywackes from northern Utah. *The American Mineralogist* 52, 1153–1160.
- Connolly, J.N., Amelin, Y., Krot, A.N., Bizzarro, M., 2008. Chronology of the Solar System's oldest solids. *The Astrophysical Journal* 675, L121–L124.
- Consolmagno, G.J., Wignarajah, D.P., Britt, D.T., 2007. Bulk densities of assorted CK chondrites, primitive achondrites, and Bencubbin. *Meteoritics and Planetary Science* 42, A33 (abstract).
- Consolmagno, G.J., Britt, D.T., Macke, R.J., 2008. The density and porosity of carbonaceous chondrites: A new look. *Meteoritics and Planetary Science* 43, A34 (abstract).
- Corrigan, C.M., Zolensky, M.E., Dahl, J., Long, M., Weir, J., Sapp, C., Burkett, P.J., 1997. The porosity and permeability of chondritic meteorites and interplanetary dust particules. *Meteoritics* 32, 509–515.
- Craig, J.R., 1973. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system. *American Journal of Science* 273-A, 496–510.
- Crank, J., Nicolson, P., 1947. A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 43, 50–67.
- Cyr, K.E., Sears, W.D., Lunine, J.I., 1998. Distribution and evolution of water ice in the solar nebula: Implications for Solar System body formation. *Icarus* 135, 537–548.

D

- Davis, A.M., Richter, F.M., 2003. Condensation and evaporation of Solar System materials, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), *Treatise on Geochemistry Vol. 1* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 407–430.
- Delbo, M., Dell'Oro, A., Harris, A.W., Mottola, S., Mueller, M., 2007. Thermal inertia of near-Earth asteroids and implications for the magnitude of the Yarkovsky effect. *Icarus* 190, 236–249.
- Delbo, M., Michel, P., 2011. Temperature history and dynamical evolution of (101955) 1999 RQ 36: A potential target for sample return from a primitive asteroid. *The Astrophysical Journal Letters* 728, L42, 5 p.
- Derenne, S., Robert, F., 2010. Model of molecular structure of the insoluble organic matter isolated from Murchison meteorite. *Meteoritics and Planetary Science* 45, 1461–1475.
- Desch, S.J., Ciesla, F.J., Hood, L.L., Nakamoto, T., 2005. Heating of chondritic materials in solar nebula shocks, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). ASP Conference Series. pp. 849–873.
- Desgrolard, F., 1996. *Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala, Ile de la Grande Comore (RFI des Comores)*, Ph.D. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Devouard, B., Ferrière, L., Zanda-Hewins, B., Messaoudi, M., 2006. Mineralogy and petrology of TNZ 057 (C4) and comparison to the CV and CK groups. *Meteoritics and Planetary Science* 41, A203 (abstract).
- Dodd, R.T., 1969. Metamorphism of the ordinary chondrites: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 161–164.
- Dodd, R.T., 1981. *Meteorites - A petrologic-chemical synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 368 p.

- Dohmen, R., Chakraborty, S., 2007. Fe-Mg diffusion in olivine II: point defect chemistry, change of diffusion mechanisms and a model for calculation of diffusion coefficients in natural olivine. *Physics and Chemistry of Minerals* 34, 409–430.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435.
- Dunn, T.L., 2011. Nickel abundance of olivine and magnetite in CV and CK chondrites: evidence for a continuous metamorphic sequence? 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #2043 (abstract).

E

- Ebel, D.S., Grossman, L., 1998. Effect of dust enrichment on solid and liquid compositions in equilibrium with cosmic gases. 29th Lunar and Planetary Science Conference, #1421 (abstract).
- Ebel, D.S., Grossman, L., 2000. Condensation in dust-enriched systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 339–366.
- Ebel, D.S., Brunner, C.E., Weisberg M.K., 2008. Multiscale abundance and size distribution of inclusions in the Allende CV3 meteorite by X-ray image analysis of slabs. 39th Lunar and Planetary Science Conference, #2121 (abstract).
- Ebel, D.S., Leftwich, K., Brunner C.E., Weisberg M.K., 2009. Abundance and size distribution of inclusions in CV3 chondrites by X-ray image analysis. 40th Lunar and Planetary Science Conference, #2065 (abstract).
- Elkins-Tanton, L.T., Weiss, B.P., Zuber, M.T., 2011. Chondrites as samples of differentiated planetesimals. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 1–10.

F

- Fabriès, J., 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 329–336.
- Fagan, T.J., Guan, Y., MacPherson, G.J., Huss, G.R., 2005. Al-Mg isotopic evidence for separate nebular and parent-body alteration events in two Allende CAIs. 36th Lunar and Planetary Science Conference, #1820 (abstract).
- Fagan, T.J., Guan, Y., MacPherson, G.J., 2006. Al-Mg isotopic constraints on alteration of Allende Ca-Al-rich inclusions. 37th Lunar and Planetary Science Conference, #1213 (abstract).
- Fagan, T.J., Guan, Y., MacPherson, G.J., 2007. Al-Mg isotopic evidence for episodic alteration of Ca-Al-rich inclusions from Allende. *Meteoritics and Planetary Science* 42, 1221–1240.
- Farinella, P., Davis, D.R., 1992. Collision rates and impact velocities in the Main Asteroid Belt. *Icarus* 97, 111–123.
- Farinella, P., Froeschlé, C., Froeschlé, C., Gonczi, R., Hahn, G., Morbidelli, A., Valsecchi, G.B., 1994. Asteroids falling into the Sun. *Nature* 371, 314–317.
- Farrington, O.C., 1907. Analysis of iron meteorites, compiled and classified. Field Columbian Museum Publications 120, Geological Series 3, 59–110.

- Faure, F., 2001. Les textures de croissance rapide dans les roches magmatiques basiques et ultrabasiques : étude expérimentale et nanoscopique. Ph.D. Thesis, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand.
- Ferrari, A.C., Robertson, J., 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical Review B* 61, 14095–14107.
- Ferrière, L., 2004. Place de la météorite de Tanezrouft 057 dans la série des météorites de type CV / CK. Travail d'Etude et de Recherche, Université de Nantes.
- Fitzgerald, M.J., 1979. The chemical composition and classification of the Karoonda meteorite. *Meteoritics* 14, 109–115.
- Frost, B., R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance, in: *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Reviews in Mineralogy (ed. Lindsley D.H.). American Society of America, Washington D.C., pp. 1–9.
- Fruland, R.M., McKay, D.S., King, E.A., 1978. Allende dark inclusions. 9th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 1305-1329.
- Fuchs, L.H., 1969. Occurrence of cordierite and aluminous orthoenstatite in the Allende meteorite. *American Mineralogist* 54, 1645–1653.
- Fuchs, L.H., 1971. Occurrence of wollastonite, rhönite, and andradite in the Allende meteorite. *American Mineralogist* 56, 2053–2068.
- Fuchs, L.H., Olsen, E.J., Jensen, K.J., 1973. Mineralogy, mineral-chemistry, and composition of the Murchison (C2) meteorite, in: *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*. Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 10, pp. 1–39.
- Fuchs, L.H., 1978. The mineralogy of a rhoenite-bearing calcium aluminum rich inclusion in the Allende meteorite. *Meteoritics* 13, 73–88.
- Fujiwara, A., Kawaguchi, J., Yeomans, D.K., Abe, M., Mukai, T., Okada, T., Saito, J., Yano, H., Yoshikawa, M., Scheeres, D.J., Barnouin-Jha, O., Cheng, A.F., Demura, H., Gaskell, R.W., Hirata, N., Ikeda, H., Kominato, T., Miyamoto, H., Nakamura, A.M., Nakamura, R., Sasaki, S., Uesugi, K., 2006. The rubble-pile asteroid Itokawa as observed by Hayabusa. *Science* 312, 1330–1334.

G

- Gaffney, A.M., Borg, L.E., Asmerom, Y., Shearer, C.K., Burger, P.V., 2011. Disturbance of isotope systematics during experimental shock and thermal metamorphism of a lunar basalt with implications for Martian meteorite chronology. *Meteoritics and Planetary Science* 46, 35–52.
- Geiger, T., Metzler, K., Bischoff, A., Arndt, J., 1989. Annealing experiments on Allende (CV3): Textural and mineralogical modifications. 20th Lunar and Planetary Science Conference, #337 (abstract).
- Geiger, T., Bischoff, A., 1990. Exsolution of spinel and ilmenite in magnetites from type 4-5 carbonaceous chondrites: Indications for metamorphic processes. 21st Lunar and Planetary Science Conference, #409 (abstract).
- Geiger, T., Bischoff, A., 1991. The CK chondrites: Conditions of parent body metamorphism. *Meteoritics* 26, 337 (abstract).
- Geiger, T., Spettel, B., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Bischoff, A., 1993. Watson 002--The First CK/Type 3 Chondrite. *Meteoritics* 28, 352 (abstract).
- Geiger, T., Bischoff, A., 1995. Formation of opaque minerals in CK chondrites. *Planetary and Space Science* 43, 485–498.

- Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science* 308, 957–1039.
- Ghosh, A., 1997. A thermal model for the differentiation of asteroid 4 Vesta, based on radiogenic and collisional heating. Ph.D. thesis, University of Tennessee, Knoxville.
- Ghosh, A., McSween, H.Y., 1999. Temperature dependence of specific heat capacity and its effect on asteroid thermal models. *Meteoritics and Planetary Science* 34, 121–127.
- Ghosh, A., Weidenschilling, S.J., McSween, H.Y., Rubin, A., 2006. Asteroidal heating and thermal stratification of the asteroidal belt, in: *Meteorites and the Early Solar System II*, (eds. Lauretta D.S. and McSween Jr. H.Y.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 555–566.
- Gibson, E.K., Yanai, K., 1979. Total carbon and sulfur abundances in Antarctic meteorites. *National Institute Polar Research Memoirs* 15, 189–195.
- Gladman, B.J., Migliorini, F., Morbidelli, A., Zappala, V., Michel, P., Cellino, A., Froeschle, C., Levison, H.F., Bailey, M., Duncan, M., 1997. Dynamical lifetimes of objects injected into asteroid belt resonances. *Science* 277, 197–201.
- Gooding, J.L., Keil, K., 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics* 16, 17–43.
- Gorin, V.D., Alexeev, V.A., Ustinova, G.K., 2008. Pre-atmospheric size and orbit of the Bukhara CV3-chondrite. 39th Lunar and Planetary Science Conference, #1012 (abstract).
- Gounelle, M., Morbidelli, A., Bland, P.A., Spurny, P., Young, E.D., Sephton, M., 2008. Meteorites from the Outer Solar System?, in: *The Solar System Beyond Neptune* (eds. Barucci M.A., Boehnhardt H., Cruikshank D.P., and Morbidelli A.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 525–541.
- Gradie, J., Tedesco, E., 1982. Compositional structure of the asteroid belt. *Science* 216, 1405–1407.
- Gray, C.M., Compston, W., 1974. Excess ²⁶Mg in the Allende meteorite. *Nature* 251, 495–497.
- Greenwood, J.P., McKeegan, K.D., Wasson, J.T., 2000a. A Karoonda conundrum: Primordial oxygen in magnetite, olivine, and iron-rich spinel in a metamorphosed calcium-aluminum-rich inclusion. *Meteoritics and Planetary Science*, A63 (abstract).
- Greenwood, J.P., Wasson, J.T., McKeegan, K.D., 2000b. Metamorphosed CAI in Karoonda: Constraints on CK metamorphism from oxygen isotopic compositions. 31st Lunar and Planetary Science Conference, #2042 (abstract).
- Greenwood, R.C., Kearsley, A.T., Franchi, I.A., 2003. Are CK chondrites really a distinct group or just equilibrated CVs? *Meteoritics and Planetary Science* 35, A96 (abstract).
- Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Kearsley, A.T., Alard, O., 2004. The relationship between CK and CV chondrites: A single parent body source? 35th Lunar and Planetary Science Conference, #1664 (abstract).
- Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Kearsley, A.T., Alard, O., 2010a. The relationship between CK and CV chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 1684–1705.
- Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Chaumard, N., Devouard, B., Burbine, T.H., 2010b. Is the Eos family derived from the breakup of a stratified CV-CK parent body? *Meteoritics and Planetary Science* 45, A68 (abstract).
- Grimm, R.E., 1985. Penecontemporaneous metamorphism, fragmentation, and reassembly of ordinary chondrite parent bodies. *Journal of Geophysical Research* 90, 2022–2028.
- Grimm, R.E., McSween, H.Y., 1993. Heliocentric zoning of the asteroid belt by aluminum-26 heating. *Science* 259, 653–655.

- Grossman, J.N., Wasson, J.T., 1983. The compositions of chondrules in unequilibrated chondrites: an evaluation of models for the formation of chondrules and their precursor materials, in: Chondrules and their Origins (ed. King E.A.). Lunar and Planetary Institute, Houston, pp. 88–121.
- Grossman, J.N., Brearley, A.J., 2005. The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 40, 87–122.
- Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2006. Dominion Range 03238: A possible missing link in the metamorphic sequence of CO3 chondrites. 37th Lunar and Planetary Science Conference, #1383 (abstract).
- Grossman, L., 1972. Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 597–619.
- Grossman, L., Larimer, J.W., 1974. Early chemical history of the solar system. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 12, 71–101.
- Grossman, L., Ganapathy, R., 1976. Trace elements in the Allende meteorite. II - Fine-grained, Ca-rich inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 967–977.
- Grossman, L., Steele, I.M., 1976. Amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 149–155.
- Grossman, L., 1980. Refractory inclusions in the Allende meteorite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8, 559–608.
- Grossman, L., Ebel, D.S., Simon, S.B., Davis, A.M., Richter, F.M., Parsad, N.M., 2000. Major element chemical and isotopic compositions of refractory inclusions in C3 chondrites: the separate roles of condensation and evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2879–2894.
- Grossman, L., Ebel, D.S., Simon, S.B., 2002. Formation of refractory inclusions by evaporation of condensate precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 145–161.
- Guimon, R.K., Symes, S.J.K., Sears, D.W.G., Benoit, P.H., 1995. Chemical and physical studies of type 3 chondrites XII: The metamorphic history of CV chondrites and their components. *Meteoritics* 30, 704–714.
- Gustafson, B.A.S., 1989. Geminid meteoroids traced to cometary activity on Phaethon. *Astronomy and Astrophysics* 225, 533–540.

H

- Haack, H., Taylor, G.J., Scott, E.R.D., Keil, K., 1992. Thermal history of chondrites: Hot accretion vs. metamorphic reheating. *Geophysical Research Letters* 19, 2235–2238.
- Haggerty, S.E., McMahon, B.M., 1979. Magnetite-sulfide-metal complexes in the Allende meteorite. 10th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 851–870.
- Hanowski, N.P., Brearley, A.J., 2001. Aqueous alteration of chondrules in the CM carbonaceous chondrite, Allan Hills 81002: Implications for parent body alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 495–518.
- Harris, A.W., 1996. The rotation rates of very small asteroids: Evidence for “rubble pile” structure. 27th Lunar and Planetary Science Conference, 493–494 (abstract).
- Harris, A.W., 1998. A thermal model for near-Earth asteroids. *Icarus* 131, 291–301.
- Harris, A.W., Lagerros, J.S.V., 2002. Asteroids in the thermal infrared, in: Asteroids III (eds. Bottke W.F., Cellino A., Paolicchi P., and Binzel R.P.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 205–218.

- Hashimoto, A., Grossman, L., 1987. Alteration of Al-rich inclusions inside amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1685–1704.
- Hashizume, K., Sugiura, N., 1998. Transportation of gaseous elements and isotopes in a thermally evolving chondritic planetesimal. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 1181–1195.
- Henry, D.J., Medaris Jr., L.G., 1980. Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. *American Journal of Science* 280-A, 211–231.
- Herbert, F., Sonett, C.P., 1979. Electromagnetic heating of minor planets in the early solar system. *Icarus* 40, 484–496.
- Herbert, F., 1989. Primordial electrical induction heating of asteroids. *Icarus* 78, 402–410.
- Herbig, G.H., 1978. Some aspects of early stellar evolution that may be relevant to the origin of the solar system, in: *Origin of the Solar System* (ed. Dermott S.F.). Wiley, New-York, pp. 219–235.
- Hergenrother, C.W., Whiteley, R.J., 2011. A survey of small fast rotating asteroids among the near-Earth asteroid population. *Icarus* 214, 194–209.
- Hewins, R.H., 1991. Retention of sodium during chondrule melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 935–942.
- Hewins, R.H., 1996. Chondrules and the protoplanetary disk: an overview, in: *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N. and Scott E.R.D.). Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 3–9.
- Hewins, R.H., Jones, R.H., Scott, E.R.D., 1996. *Chondrules and the protoplanetary disk*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 360 p.
- Hewins, R.H., 1997. Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25, 61–83.
- Hewins, R.H., Connolly, H.C., Libourel, G., 2005. Experimental constraints on chondrule formation, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 286–316.
- Heymann, D., 1967. On the origin of hypersthene chondrites: Ages and shock effects of black chondrites. *Icarus* 6, 189–221.
- Heyse, J.V., 1978. The metamorphic history of LL-group ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 365–381.
- Hezel, D.C., Russell, S.S., Ross, A.J., Kearsley, A.T., 2008. Modal abundances of CAIs: Implications for bulk chondrite element abundances and fractionations. *Meteoritics and Planetary Science* 43, 1879–1894.
- Hirota, Y., Tamaki, M., Nakamura, N., 2002. REE Abundances in the CK Chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 37, A64 (abstract).
- Hollander, J.M., Perlman, I., Seaborg, G.T., 1953. Table of Isotopes. *Review of Modern Physics* 25, 469–651.
- Howard, K.T., Benedix, G.K., Bland, P.A., Cressey, G., 2010. Modal mineralogy of CV3 chondrites by X-ray diffraction (PSD-XRD). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 5084–5097.
- Huber, H., Rubin, A.E., Kallemeyn, G.W., Wasson, J.T., 2006. Siderophile-element anomalies in CK carbonaceous chondrites: Implications for parent-body aqueous alteration and terrestrial weathering of sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4019–4037.
- Huebner, J.S., Sato, M., 1970. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. *American Mineralogist* 55, 934–952.

- Huebner, J.S., 1971. Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated temperatures, in: *Research Techniques for High Pressure and High Temperature* (ed. Ulmer G.C.). Springer-Verlag, Berlin, pp. 123–177.
- Humayun, M., Weiss, B.P., 2011. A common parent body for Eagle Station pallasites and CV chondrites. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #1507 (abstract).
- Huss, G.R., Lewis, R.S., 1994. Noble gases in presolar diamonds II: Component abundances reflect thermal processing. *Meteoritics* 29, 811–829.
- Huss, G.R., MacPherson, G.J., Wasserburg, G.J., Russell, S.S., Srinivasan, G., 2001. 26Al in CAIs and chondrules from unequilibrated ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 36, 975–997.
- Huss, G.R., Rubin, A.E., Grossman, J.N., 2006. Thermal metamorphism in chondrites, in: *Meteorites and the Early Solar System II*, (eds. Lauretta D.S. and McSween Jr. H.Y.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 567–586.
- Hutcheon, I.D., Newton, R.C., 1981. Mg isotopes, mineralogy and mode of formation of secondary phases in c3 refractory inclusions. 12th Lunar and Planetary Science Conference, 491–493 (abstract).
- Hutchison, R., Bevan, A.W.R., Agrell, S.O., Ashworth, J.R., 1980. Thermal history of the H-group of chondritic meteorites. *Nature* 287, 787–790.
- Hutchison, R., Bevan, A.W.R., Agrell, S.O., Ashworth, J.R., 1981. H-group chondrites: They accreted hot and petrologic type is inversely related to cooling rate. *Meteoritics* 16, 330 (abstract).
- Hutchison, R., 1996. Hot accretion of the ordinary chondrites: The rocks don't lie. 27th Lunar and Planetary Science Conference, 579–580 (abstract).

I

- Ireland, T., Fegley, B., 2000. The Solar System's earliest chemistry: Systematics of refractory Inclusions. *International Geology Review* 42, 865–894.
- Ito, M., Messenger, S., 2010. Thermal metamorphic history of a Ca, Al-rich inclusion constrained by high spatial resolution Mg isotopic measurements with NanoSIMS 50L. *Meteoritics and Planetary Science* 45, 583–595.
- Itoh, S., Kojima, H., Yurimoto, H., 2004. Petrography and oxygen isotopic compositions in refractory inclusions from CO chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 183–194.
- Ivanova, M.A., Nazarov, M.A., Kononkova, N.N., Taylor, L.A., Patchen, A., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 2000. Dhofar 015, a new CK chondrite: A record of nebular processes. *Meteoritics and Planetary Science* 35, A83 (abstract).

J

- Jacobsen, B., Yin, Q.-Z., Moynier, F., Amelin, Y., Krot, A.N., Nagashima, K., Hutcheon, I.D., Palme, H., 2008. 26Al 26Mg and 207Pb 206Pb systematics of Allende CAIs: Canonical solar initial 26Al/27Al ratio reinstated. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 353–364.
- Jakosky, B.M., 1986. On the thermal properties of Martian fines. *Icarus* 66, 117–124.

- Jarosewich, E., 1990. Chemical analyses of meteorites - A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* 25, 323–337.
- Jarosewich, E., 2006. Chemical analyses of meteorites at the Smithsonian Institution: An update. *Meteoritics and Planetary Science* 41, 1381–1382.
- Jeffery, P.M., Reynolds, J.H., 1961. Origin of excess Xe129 in stone meteorites. *Journal of Geophysical Research* 66, 3582–3583.
- Jewitt, D., Li, J., 2010. Activity in Geminid parent (3200) Phaethon. *The Astronomical Journal* 140, 1519–1527.
- Jogo, K., Krot, A.N., Nagashima, K., 2011a. Heavily-metamorphosed clasts in the CV carbonaceous chondrite Mokoia: Evidence for strong thermal metamorphism on the CV parent asteroid. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #1613 (abstract).
- Jogo, K., Krot, A.N., Nagashima, K., 2011b. Metamorphosed clasts in the CV carbonaceous chondrite breccias Mokoia and Yamato 86009: Evidence for strong thermal metamorphism on the CV parent asteroid. Formation of the first solids in the Solar System, LPI contributions 1639, #9113 (abstract).
- Johnson, C.A., Prinz, M., Weisberg, M.K., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1990. Dark inclusions in Allende, Leoville, and Vigarano - Evidence for nebular oxidation of CV3 constituents. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 819–830.
- Jones, R.H., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2005. Chemical, mineralogical and isotopic properties of chondrules: Clues to their origin, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). ASP Conference Series. pp. 251–285.
- Jull, A.J.T., Wlotzka, F., Donahue, D.J., 1991. Terrestrial ages and petrologic description of Roosevelt County meteorites. 22nd Lunar and Planetary Science Conference, 667–668 (abstract).
- Jull, A.J.T., 2006. Terrestrial ages of meteorites, in: *Meteorites and the Early Solar System II*, (eds. Lauretta D.S. and McSween Jr. H.Y.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 889–905.
- Jurewicz, A.J.G., Watson, E.B., 1988. Cations in olivine, Part 2: Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 186–201.

K

- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wang, D., Wasson, J.T., 1989. Ordinary chondrites - Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2747–2767.
- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wasson, J.T., 1991. The compositional classification of chondrites. V - The Karoonda (CK) group of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 881–892.
- Kallemeyn, G.W., 1996. The classificational wanderings of the Ningqiang chondrite. 27th Lunar and Planetary Science Conference, 635–636 (abstract).
- Karsrud, K., 1984. Alkali capacities of synthetic blast furnace slags at 1500 °C. *Scandinavian Journal of Metallurgy* 13, 98–106.
- Keays, R.R., Sewell, D.K.B., Miichell, R.H., 1981. Platinum and palladium minerals in upper mantle-derived lherzolites. *Nature* 294, 646–648.

- Keck, B.D., Sears, D.W.G., 1987. Chemical and physical studies of type 3 chondrites-VIII: Thermoluminescence and metamorphism in the CO chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 3013–3021.
- Keil, K., Stoeffler, D., Love, S.G., Scott, E.R.D., 1997. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. *Meteoritics and Planetary Science* 32, 349–363.
- Keller, L.P., Buseck, P.R., 1990. Aqueous alteration in the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2113–2120.
- Keller, L.P., Buseck, P.R., 1991. Calcic micas in the Allende meteorite - Evidence for hydration reactions in the early solar nebula. *Science* 252, 946–949.
- Keller, L.P., 1992. Petrography and mineral chemistry of calcium-and aluminum-rich inclusions in the Maralinga CK4 chondrite. 23rd Lunar and Planetary Science Conference, 671–672 (abstract).
- Keller, L.P., Clark, J.C., Lewis, C.F., Moore, C.B., 1992. Maralinga, a metamorphosed carbonaceous chondrite found in Australia. *Meteoritics* 27, 87–91.
- Keller, L.P., 1993. Heterogeneous plagioclase compositions in the Maralinga CK4 chondrite. 24th Lunar and Planetary Science Conference, 783–784 (abstract).
- Keller, L.P., Thomas, K.L., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Dehart, J.M., McKay, D.S., 1994. Aqueous alteration of the Bali CV3 chondrite: Evidence from mineralogy, mineral chemistry, and oxygen isotopic compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5589–5598.
- Kerridge, J.F., Bunch, T.E., 1979. Aqueous activity on asteroids - Evidence from carbonaceous meteorites, in: *Asteroids* (ed. Gehrels T.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 745–764.
- Kimura, M., Ikeda, Y., 1998. Hydrous and anhydrous alterations of chondrules in Kaba and Mokoia CV chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 1139–1146.
- Kimura, M., Chen, M., Yoshida, Y., El Goresy, A., Ohtani, E., 2004. Back-transformation of high-pressure phases in a shock melt vein of an H-chondrite during atmospheric passage: Implications for the survival of high-pressure phases after decompression. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 141–150.
- Kita, N.T., Nagahara, H., Togashi, S., Morishita, Y., 2000. A short duration of chondrule formation in the solar nebula: Evidence from ²⁶Al in Semarkona ferromagnesian chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3913–3922.
- Kita, N.T., Huss, G.R., Tachibana, S., Amelin, Y., Nyquist, L.E., Hutcheon, I.D., 2005. Constraints on the origin of chondrules and CAIs from short-lived and long-lived radionuclides, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). ASP Conference Series, pp. 558–587.
- Kleine, T., Münker, C., Mezger, K., Palme, H., 2002. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. *Nature* 418, 952–955.
- Kojima, T., Tomeoka, K., Takeda, H., 1993. Unusual dark clasts in the Vigarano CV3 carbonaceous chondrite: Record of parent body process. *Meteoritics* 28, 649–658.
- Kojima, T., Tomeoka, K., 1994. Evidence for aqueous alteration and thermal metamorphism in a dark clast found in Allende. *Meteoritics* 29, 484 (abstract).
- Kojima, T., Tomeoka, K., 1996. Indicators of aqueous alteration and thermal metamorphism on the CV parent body: Microtextures of a dark inclusion from Allende. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2651–2666.
- Kornacki, A.S., Wood, J.A., 1984. Petrography and classification of Ca, Al-rich and olivine-rich inclusions in the Allende CV3 chondrite. *Journal of Geophysical Research* 89, B573–B587.

- Krause, M., Blum, J., Skorov, Y.V., Tieloff, M., 2011a. Thermal conductivity measurements of porous dust aggregates: I. Technique, model and first results. *Icarus* 214, 286–296.
- Krause, M., Henke, S., Gail, H.-P., Tieloff, M., Blum, J., Skorov, Y.V., Schwarz, W.H., Kleine, T., 2011b. Modeling the early thermal evolution of meteorite parent bodies based on new thermal conductivity measurements of highly porous aggregates. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #2696 (abstract).
- Krot, A.N., Scott, E.R.D., Zolensky, M.E., 1995. Mineralogical and chemical modification of components in CV3 chondrites: Nebular or asteroidal processing? *Meteoritics* 30, 748–775.
- Krot, A.N., Brearley, A.J., Biryukov, V.V., Ulyanov, A.A., Keil, K., Swindle, T.D., Mittlefehldt, D.W., 1997. Dark inclusions in the reduced CV3 chondrite Efremovka - Evidence for various degrees of aqueous alteration and thermal metamorphism. 28th Lunar and Planetary Science Conference, #1346 (abstract).
- Krot, A.N., Petaev, M.I., Scott, E.R.D., Choi, B.-G., Zolensky, M.E., Keil, K., 1998a. Progressive alteration in CV3 chondrites: More evidence for asteroidal alteration. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 1065–1085.
- Krot, A.N., Petaev, M.I., Zolensky, M.E., Keil, K., Scott, E.R.D., Nakamura, K., 1998b. Secondary Ca-Fe-rich minerals in the Bali-like and Allende-like oxidized CV3 chondrites and Allende dark inclusions. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 623–645.
- Krot, A.N., Brearley, A.J., Ulyanov, A.A., Biryukov, V.V., Swindle, T.D., Keil, K., Mittlefehldt, D.W., Scott, E.R.D., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1999. Mineralogy, petrography and bulk chemical, iodine-xenon, and oxygen-isotopic compositions of dark inclusions in the reduced CV3 chondrite Efremovka. *Meteoritics and Planetary Science* 34, 67–89.
- Krot, A.N., Fegley, B., Lodders, K., Palme, H., 2000a. Meteoritical and astrophysical constraints on the oxidation state of the solar nebula, in: *Protostars and Planets IV* (eds. Mannings V., Boss A.P., and Russel S.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 1019–1055.
- Krot, A.N., Petaev, M.I., Meibom, A., Keil, K., 2000b. In situ growth of Ca-rich rims around Allende dark inclusions. *Geochemistry International* 38, 351–368.
- Krot, A.N., Meibom, A., Keil, K., 2000c. A clast of Bali-like oxidized CV material in the reduced CV chondrite breccia Vigarano. *Meteoritics and Planetary Science* 35, 817–825.
- Krot, A.N., McKeegan, K.D., 2001. Oxygen-isotopic compositions of forsterite in an accretionary rim around Ca, Al-rich inclusion and in an amoeboid olivine aggregate from the reduced CV chondrite Efremovka and their significance. 32nd Lunar and Planetary Science Conference, #2016 (abstract).
- Krot, A.N., McKeegan, K.D., Leshin, L.A., MacPherson, G.J., Scott, E.R.D., 2002. Existence of an ¹⁶O-rich gaseous reservoir in the solar nebula. *Science* 295, 1051–1054.
- Krot, A., 2004. Amoeboid olivine aggregates and related objects in carbonaceous chondrites: records of nebular and asteroid processes. *Chemie der Erde* 64, 185–239.
- Krot, A.N., Yurimoto, H., Petaev, M.I., Hutcheon, I.D., Wark, D., 2004. Type C CAIs: New insights into early Solar System processes. *Meteoritics and Planetary Science* 39, A57 (abstract).
- Krot, A.N., Keil, K., Goodrich, C.A., Scott, E.R.D., Weisberg, M.K., 2005a. Classification of Meteorites, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), *Treatise on Geochemistry Vol. 1* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 83–128.

- Krot, A.N., Amelin, Y., Cassen, P., Meibom, A., 2005b. Young chondrules in CB chondrites from a giant impact in the early Solar System. *Nature* 436, 989–992.
- Krot, A.N., Yurimoto, H., Hutcheon, I.D., Libourel, G., Chaussidon, M., Tissandier, L., Petaev, M.I., MacPherson, G.J., Paque-Heather, J., Wark, D., 2007. Type C Ca, Al-rich inclusions from Allende: Evidence for multistage formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 4342–4364.
- Krot, A.N., Amelin, Y., Bland, P., Ciesla, F.J., Connelly, J., Davis, A.M., Huss, G.R., Hutcheon, I.D., Makide, K., Nagashima, K., Nyquist, L.E., Russell, S.S., Scott, E.R.D., Thrane, K., Yurimoto, H., Yin, Q.-Z., 2009a. Origin and chronology of chondritic components: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 4963–4997.
- Krot, A.N., Nagashima, K., Jacobsen, B., Hutcheon, I.D., Ishii, H., Yin, Q.-Z., Davis, A.M., Simon, S.B., 2009b. Origin of grossular-bearing assemblages in CAIs from CV carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 44, A116 (abstract).
- Kuhi, L.V., 1964. Mass loss from T Tauri stars. *The Astrophysical Journal* 140, 1409–1433.
- Kullerud, G., 1962. The Fe-Ni-S system, in: Carnegie Institution of Washington, Year Book 61, pp. 144–150.
- Kullerud, G., 1963. Thermal stability of pentlandite. *Canadian Mineralogist* 7, 353–366.
- Kullerud, G., Yund, R.A., 1962. The Ni-S system and related minerals. *Journal of Petrology* 3, 126–175.
- Kunihiro, T., Rubin, A.E., McKeegan, K.D., Wasson, J.T., 2004. Initial $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ in carbonaceous-chondrite chondrules: too little ^{26}Al to melt asteroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2947–2957.
- Kurat, G., Palme, H., Brandstaetter, F., Huth, H., 1987. Allende-AF: Undisturbed record of condensation, accretion, and metasomatism. 18th Lunar and Planetary Science Conference, 523–524 (abstract).
- Kurat, G., Zinner, E., Brandstätter, F., 2002. A plagioclase-olivine-spinel-magnetite inclusion from Maralinga (CK): Evidence for sequential condensation and solid-gas exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2959–2979.

L

- Lagerros, J.S.V., 1996. Thermal physics of asteroids. I. Effects of shape, heat conduction and beaming. *Astronomy and Astrophysics* 310, 1011–1020.
- Langseth, M.G., Keihm, S.J., Peters, K., 1976. Revised lunar heat-flow values. 7th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 3143–3171.
- Larimer, J.W., Anders, E., 1967. Chemical fractionations in meteorites—II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 1239–1270.
- Latourrette, T., Wasserburg, G.J., 1998. Mg diffusion in anorthite: implications for the formation of early solar system planetesimals. *Earth and Planetary Science Letters* 158, 91–108.
- Lebofsky, L.A., Sykes, M.V., Tedesco, E.F., Veeder, G.J., Matson, D.L., Brown, R.H., Gradie, J.C., Feierberg, M.A., Rudy, R.J., 1986. A refined “standard” thermal model for asteroids based on observations of 1 Ceres and 2 Pallas. *Icarus* 68, 239–251.
- Lebofsky, L.A., Spencer, J.R., 1989. Radiometry and a thermal modeling of asteroids, in: *Asteroids II* (eds. Binzel R.P., Gehrels T., and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 128–147.

- Lee, M.R., Hutchinson, R., Graham, A.L., 1996. Aqueous alteration in the matrix of the Vigarano (CV3) carbonaceous chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* 31, 477–483.
- Lee, T., Papanastassiou, D.A., 1974. Mg isotopic anomalies in the Allende meteorite and correlation with O and SR effects. *Geophysical Research Letters* 1, 225–228.
- Lee, T., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1976. Demonstration of Mg-26 excess in Allende and evidence for Al-26. *Geophysical Research Letters* 3, 41–44.
- Le Guillou, C., Rouzaud, J.N., Bonal, L., Quirico, E., Derenne, S., Remusat, L., 2012. High resolution TEM of chondritic carbonaceous matter: Metamorphic evolution and heterogeneity. *Meteoritics and Planetary Science* 47, 345–362.
- Lepage, L.D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences* 29, 673–678.
- Leroux, H., Libourel, G., Lemelle, L., Guyot, F., 2003. Experimental study and TEM characterization of dusty olivines in chondrites: Evidence for formation by in situ reduction. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 81–94.
- Lespade, P., Marchand, A., Couzi, M., Cruege, F., 1984. Caractérisation de matériaux carbonés par microspectrométrie Raman. *Carbon* 22, 375–385.
- Lewis, R.D., Lofgren, G.E., Franzen, H.F., Windom, K.E., 1993. The effect of Na vapor on the Na content of chondrules. *Meteoritics* 28, 622–628.
- Lim, L.F., McConnochie, T.H., Bell, J.F., Hayward, T.L., 2005. Thermal infrared (8–13 μm) spectra of 29 asteroids: The Cornell Mid-Infrared Asteroid Spectroscopy (MIDAS) Survey. *Icarus* 173, 385–408.
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1983. A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research Supplement* 88, A887–A906.
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 714–726.
- Lugmair, G.W., Galer, S.J.G., 1992. Age and isotopic relationships among the angrites Lewis Cliff 86010 and Angra DOS Reis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1673–1694.
- Lugmair, G.W., Shukolyukov, A., 1998. Early solar system timescales according to ^{53}Mn - ^{53}Cr systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2863–2886.
- Lux, G., Keil, K., Taylor, G.J., 1980. Metamorphism of the H-group chondrites - Implications from compositional and textural trends in chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 841–855.

M

- MacPherson, G.J., Grossman, L., 1981. A once-molten, coarse-grained, Ca-rich inclusion in Allende. *Earth and Planetary Science Letters* 52, 16–24.
- MacPherson, G.J., Delaney, J.S., 1985. A fassaite-two olivine-pleonaste-bearing refractory Inclusion from Karoonda. 16th Lunar and Planetary Science Conference, 515–516 (abstract).
- MacPherson, G.J., Wark, D.A., Armstrong, J.T., 1988. Primitive material surviving in chondrites - Refractory inclusions, in: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. Kerridge J.F. and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 746–807.
- MacPherson, G.J., Davis, A.M., Zinner, E.K., 1995. The distribution of aluminum-26 in the early Solar System - A reappraisal. *Meteoritics* 30, 365–386.

- MacPherson, G.J., 2003. Calcium-aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites, in: Meteorites, Comets, and Planets (ed. Davis A.M.), Treatise on Geochemistry Vol. 1 (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 201–246.
- Marcaillou, C., 2007. Histoire temps-température de deux chondres. Mémoire de Recherche, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Marchi, S., Delbo, M., Morbidelli, A., Paolicchi, P., Lazzarin, M., 2009. Heating of near-Earth objects and meteoroids due to close approaches to the Sun. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 400, 147–153.
- Martin, P.M., Mason, B., 1974. Major and trace elements in the Allende meteorite. *Nature* 249, 333–334.
- Mason, B., 1967. Meteorites. *American Scientist* 55, 429–455.
- Mason, B., Martin, P.M., 1977. Geochemical differences among components of the Allende meteorite. *Smithsonian Contribution to the Earth Sciences*. Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 19, pp. 84–95.
- Mason, B., Taylor, S.R., 1982. Inclusions in the Allende meteorite. *Smithsonian Contribution to the Earth Sciences*. Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 25, pp. 1–30.
- Mathieu, R., Khedim, H., Libourel, G., Podor, R., Tissandier, L., Deloule, E., Faure, F., Rapin, C., Vilasi, M., 2008. Control of alkali-metal oxide activity in molten silicates. *Journal of Non-Crystalline Solids* 354, 5079–5083.
- Mathieu, R., 2009. Solubilité du sodium dans les silicates fondus. Ph.D. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.
- Matsui, T., Osako, M., 1979. Thermal properties measurement of Yamato meteorites. *National Institute Polar Research Memoirs* 15, 243–252.
- Matsumoto, Y., Matsumoto, T., Matsuda, J.-I., Nakamura, N., 2002. A noble gas study of the Kobe (CK4) chondrite by stepwise heating method. *Geochemical Journal* 36, 341–353.
- Matza, S.D., Lipschutz, M.E., 1978. Thermal metamorphism of primitive meteorites. VII - Mineralogy-petrology of heated Murchison (C2) and alteration of C30 and other chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1655–1667.
- May, C., Russell, S.S., Grady, M.M., 1999. Analysis of chondrule and CAI size and abundance in CO3 and CV3 chondrites: A preliminary study. 30th Lunar and Planetary Science Conference, #1688 (abstract).
- Mayeda, T.K., Clayton, R.N., 1998. Oxygen isotope effects in serpentine dehydration. 29th Lunar and Planetary Science Conference, #1405 (abstract).
- McCausland, P.J.A., Samson, C., McLeod, T., 2011. Determination of bulk density for small meteorite fragments via visible light 3-D laser imaging. *Meteoritics and Planetary Science* 46, 1097–1109.
- McCollom, T.M., Shock, E.L., 1998. Fluid-rock interactions in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration. *Journal of Geophysical Research* 103, 547–575.
- McCulloch, M.T., Wasserburg, G.J., 1978. Barium and neodymium isotopic anomalies in the Allende meteorite. *The Astrophysical Journal* 220, L15–L19.
- McGuire, A.V., Hashimoto, A., 1989. Origin of zoned fine-grained inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1123–1133.
- McKeegan, K.D., Chaussidon, M., Robert, F., 2000. Incorporation of short-lived ¹⁰Be in a calcium-aluminum-rich inclusion from the Allende meteorite. *Science* 289, 1334–1337.
- McKeegan, K.D., Leshin, L.A., Russell, S.S., MacPherson, G.J., 1996. In situ measurement of oxygen isotopic anomalies in a type B Allende CAI. *Meteoritics and Planetary Science* 31, A86 (abstract).

- McKeegan, K.D., Leshin, L.A., Russell, S.S., MacPherson, G.J., 1998. Oxygen isotopic abundances in calcium-aluminum-rich inclusions from ordinary chondrites: Implications for nebular heterogeneity. *Science* 280, 414–418.
- McKeegan, K.D., Davis, A.M., 2003. Early Solar System chronology, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), *Treatise on Geochemistry Vol. 1* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 431–460.
- McSween, H.Y., 1977a. Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 1777–1790.
- McSween, H.Y., 1977b. Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 1843–1860.
- McSween, H.Y., 1979. Are carbonaceous chondrites primitive or processed - A review. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 17, 1059–1078.
- McSween, H.Y., Sears, D.W.G., Dodd, R.T., 1988. Thermal metamorphism, in: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. Kerridge J.F. and Matthiews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 102–113.
- McSween, H.Y., Patchen, A.D., 1989. Pyroxene thermobarometry in LL-group chondrites and implications for parent body metamorphism. *Meteoritics* 24, 219–226.
- McSween, H.Y., Ghosh, A., Grimm, R.E., Wilson, L., Young, E.D., 2002. Thermal evolution models of asteroids, in: *Asteroids III* (eds. Bottke Jr. W.F., Cellino A., Paolicchi P., and Binzel R.P.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 559–571.
- Meeker, G.P., Wasserburg, G.J., Armstrong, J.T., 1983. Replacement textures in CAI and implications regarding planetary metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 707–721.
- Melosh, H.J., 1990. Giant impacts and the thermal state of the early Earth, in: *Origin of the Earth* (eds. Newsom H.E. and Jones R.H.). Oxford University Press, New York, pp. 69–83.
- Menzies, O.N., Bland, P.A., Cressey, G., Berry, F.J., 2002. A quantitative modal mineralogy study of ordinary chondrites using X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. 33rd Lunar and Planetary Science Conference, #1500 (abstract).
- Menzies, O.N., Bland, P.A., Berry, F.J., Cressey, G., 2005. A Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction study of ordinary chondrites: Quantification of modal mineralogy and implications for redox conditions during metamorphism. *Meteoritics and Planetary Science* 40, 1023–1042.
- Merrill, G.P., 1921. On metamorphism in meteorites. *Geological Society of America Bulletin* 32, 395–414.
- Metzler, K., Bischoff, A., Stoeffler, D., 1992. Accretionary dust mantles in CM chondrites - Evidence for solar nebula processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2873–2897.
- Michel, P., Morbidelli, A., Bottke, W.F., 2005. Origin and dynamics of Near Earth Objects. *Comptes Rendus Physique* 6, 291–301.
- Michel, P., Delbo, M., 2010. Orbital and thermal evolutions of four potential targets for a sample return space mission to a primitive near-Earth asteroid. *Icarus* 209, 520–534.
- Milani, A., Knezevic, Z., 1990. Secular perturbation theory and computation of asteroid proper elements. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* 49, 347–411.
- Milani, A., Knezevic, Z., 1992. Asteroid proper elements and secular resonances. *Icarus* 98, 211–232.
- Miller, D.S., Wagner, G.A., 1979. Age and intensity of thermal events by fission track analysis: The Ries impact crater. *Earth and Planetary Science Letters* 43, 351–358.

- Min, K., 2005. Low-temperature thermochronometry of meteorites, in: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (eds. Reiners P.W. and Ehlers T.A.). Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 567–588.
- Minster, J.F., Allegre, C.J., 1979. Rb-87-Sr-87 chronology of H chondrites - Constraint and speculations on the early evolution of their parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 42, 333–347.
- Misener, D.J., 1974. Cationic diffusion in olivine 1400°C and 35 kbar, in: *Geochemical Transport and Kinetics* (eds. Hoffmann A.W., Giletti B.J., Yoder Jr. H.S., and Yund R.A.). Carnegie Institution of Washington, Washington D.C., pp. 117–129.
- Miyamoto, M., Fujii, N., Takeda, H., 1982. Ordinary chondrite parent body - An internal heating model. 12th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 1145–1152.
- Morbidelli, A., Gladman, B., 1998. Orbital and temporal distributions of meteorites originating in the asteroid belt. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 999–1016.
- Morbidelli, A., Bottke, W.F., Froeschlé, C., Michel, P., 2002. Origin and evolution of near-Earth objects, in: *Asteroids III* (eds. Bottke W.F., Cellino A., Paolicchi P., and Binzel R.P.). University of Arizona, Tucson, pp. 409–422.
- Morris, R.V., Zolensky, M.E., Hiroi, T., Lipschutz, M.E., 1994. Moessbauer mineralogy of calcined Murchison meteorite. 25th Lunar and Planetary Science Conference, 941–942 (abstract).
- Morrison, D., 1977. Asteroid sizes and albedos. *Icarus* 31, 185–220.
- Morrison, D., Lebofsky, L., 1979. Radiometry of asteroids, in: *Asteroids* (ed. Gehrels T.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 184–205.
- Mostefaoui, S., Lugmair, G.W., Hoppe, P., El Goresy, A., 2003. Evidence for live iron-60 in Semarkona and Chervony Kut: A nanoSIMS study. 34th Lunar and Planetary Science Conference, #1585 (abstract).
- Mostefaoui, S., Lugmair, G.W., Hoppe, P., 2004. In-situ evidence for live iron-60 in the early Solar System: A potential heat source for planetary differentiation from a nearby supernova explosion. 35th Lunar and Planetary Science Conference, #1271 (abstract).
- Mostefaoui, S., Lugmair, G.W., Hoppe, P., 2005. ⁶⁰Fe: A heat source for planetary differentiation from a nearby supernova explosion. *The Astrophysical Journal* 625, 271–277.
- Mothé-Diniz, T., Carvano, J.M., Bus, S.J., Duffard, R., Burbine, T.H., 2008. Mineralogical analysis of the Eos family from near-infrared spectra. *Icarus* 195, 277–294.
- Murakami, T., Ikeda, Y., 1994. Petrology and mineralogy of the Yamato-86751 CV3 chondrite. *Meteoritics* 29, 397–409.
- Müller, T.G., Sekiguchi, T., Kaasalainen, M., Abe, M., Hasegawa, S., 2005. Thermal infrared observations of the Hayabusa spacecraft target asteroid 25143 Itokawa. *Astronomy and Astrophysics* 443, 347–355.

N

- Nagao, K., Okazaki, R., Nakamura, T., Miura, Y.N., Osawa, T., Bajo, K.-i., Matsuda, S., Ebihara, M., Ireland, T.R., Kitajima, F., Naraoka, H., Noguchi, T., Tsuchiyama, A., Yurimoto, H., Zolensky, M.E., Uesugi, M., Shirai, K., Abe, M., Yada, T., Ishibashi, Y., Fujimura, A., Mukai, T., Ueno, M., Okada, T., Yoshikawa, M., Kawaguchi, J., 2011. Irradiation history of Itokawa regolith material deduced from noble gases in the Hayabusa samples. *Science* 333, 1128–1131.

- Nakamura, A., Schmalzried, H., 1984. On the Fe^{2+} – Mg^{2+} interdiffusion in olivine (II). *Berichte der Bunsengesellschaft für physikalische Chemie* 88, 140–145.
- Nakamura, T., 2005. Post-hydration thermal metamorphism of carbonaceous chondrites. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 100, 260–272.
- Nakamuta, Y., Nakamura, T., Nakamura, N., 2001. Metamorphic temperature of Kobe meteorite estimated by the plagioclase thermometer. *Antarctic Meteorites XXVI*, 98–100 (abstract).
- Nakamuta, Y., Nakamura, T., Nakamura, N., 2006. Structural state of plagioclase from the Kobe CK chondrite: Implications for the thermal history of the CK parent body. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 101, 308–318.
- Nakato, A., Nakamura, T., Kitajima, F., Noguchi, T., 2008a. Evaluation of dehydration mechanism during heating of hydrous asteroids based on experimentally heated CM chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 43, A113 (abstract).
- Nakato, A., Nakamura, T., Kitajima, F., Noguchi, T., 2008b. Evaluation of dehydration mechanism during heating of hydrous asteroids based on mineralogical and chemical analysis of naturally and experimentally heated CM chondrites. *Earth, Planets, and Space* 60, 855–864.
- Naldrett, A.J., 1984. Mineralogy and composition of the Sudbury ores, in: *The Geology and Ores Deposits of the Sudbury Structure* (eds. Pye E.G., Naldrett A.J. and Giblin P.E.). Ontario Ministry of Natural Resources, Ontario Geological Survey Special, pp. 309–325.
- Neff, K.E., Righter, K., 2006. Opaque assemblages in CK and CV carbonaceous chondrites. 37th Lunar and Planetary Science Conference, #1320 (abstract).
- Noguchi, T., 1993. Petrology and mineralogy of CK chondrites: Implications for the metamorphism of the CK chondrite parent body. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite* 6, 204–233.

O

- Ohnishi, I., Tomeoka, K., 2002. Dark inclusions in the Mokoia CV3 chondrite: Evidence for aqueous alteration and subsequent thermal and shock metamorphism. *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1843–1856.
- Ohnishi, I., Tomeoka, K., Ishizaki, N., 2007. Microinclusion-rich vesicular olivine in the Karoonda CK4 chondrite: transmission electron microscopy. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 102, 346–351.
- Ohtsuka, K., Nakato, A., Nakamura, T., Kinoshita, D., Ito, T., Yoshikawa, M., Hasegawa, S., 2009. Solar-radiation heating effects on 3200 Phaethon. *Publications of the Astronomical Society of Japan* 61, 1375–1387.
- Opeil, C.P., Consolmagno, G.J., Britt, D.T., 2010. The thermal conductivity of meteorites: New measurements and analysis. *Icarus* 208, 449–454.
- Ott, U., 1993. Interstellar grains in meteorites. *Nature* 364, 25–33.
- O'Neill, H.S.C., 1987. Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe_2SiO_4) and magnetite (Fe_3O_4). *American Mineralogist* 72, 67–75.

P

- Palme H., 2001. Chemical and isotopic heterogeneity in protosolar matter. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London Series A* 359, 2061–2075.
- Paul, R.L., Lipschutz, M.E., 1990. Consortium study of labile trace elements in some Antarctic carbonaceous chondrites: Antarctic and non-Antarctic meteorite comparisons. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite 3*, 80–95.
- Pearson, V., 2003. Organic-inorganic relationships in the carbonaceous chondrites. Ph.D. Thesis, The Open University, Milton Keynes.
- Pearson, V.K., Sephton, M.A., Franchi, I.A., Gibson, J.M., Gilmour, I., 2006. Carbon and nitrogen in carbonaceous chondrites: Elemental abundances and stable isotopic compositions. *Meteoritics and Planetary Science* 41, 1899–1918.
- Pellas, P., Storzer, D., 1981. ²⁴⁴Pu fission track thermometry and its application to stony meteorites. *Royal Society of London Proceedings Series A* 374, 253–270.
- Petaev, M.I., Wood, J.A., 2005. Meteoritic constraints on temperatures, pressures, cooling rates, chemical compositions and modes of condensation in the solar nebula, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). ASP Conference Series. pp. 373–407.
- Pisani, F., 1864. Etude chimique et analyse de l'aérolithe d'Orgueil. *Comptes Rendus* 59, 132–135.
- Powell, R., Powell, M., 1977. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineralogical Magazine* 41, 257–263.
- Pratesi, G., Salvadori, A., Moggi-Cecchi, V., Franchi, I., Greenwood, R., 2006. A new CK carbonaceous chondrite from Hammada Al Hamra, Libya. 37th Lunar and Planetary Science Conference, #1899 (abstract).
- Pravec, P., Harris, A.W., Scheirich, P., Kušnirák, P., Šarounová, L., Hergenrother, C.W., Mottola, S., Hicks, M.D., Masi, G., Krugly, Y.N., Shevchenko, V.G., Nolan, M.C., Howell, E.S., Kaasalainen, M., Galád, A., Brown, P., DeGraff, D.R., Lambert, J.V., Cooney Jr., W.R., Foglia, S., 2005. Tumbling asteroids. *Icarus* 173, 108–131.
- Prior, G.T., 1920. The classification of meteorites. *Mineralogical Magazine* 19, 51–63.
- Puchtel, I.S., Brandon, A.D., Humayun, M., 2003. Precise Pt-Re-Os isotope and PGE systematics of 2.7 Ga Pyke Hill komatiites, Canada. *AGU Fall Meeting Abstracts* 42, 0373 (abstract).
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.-A., Arai, S., 2007. Oman diopsidites: A new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 289–305.

Q

- Quirico, E., Raynal, P.I., Bourot-Denise, M., 2003. Metamorphic grade of organic matter in six unequilibrated ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 795–811.
- Quirico, E., Rouzaud, J., Bonal, L., Montagnac, G., 2005. Maturation grade of coals as revealed by Raman spectroscopy: Progress and problems. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular Spectroscopy* 61, 2368–2377.

- Quitté, G., Birck, J.-L., 2004. Tungsten isotopes in eucrites revisited and the initial $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ of the solar system based on iron meteorite data. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 201–207.

R

- Radomsky, P.M., Hewins, R.H., 1990. Formation conditions of pyroxene-olivine and magnesian olivine chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 3475–3490.
- Righter, K., Neff, K.E., 2007. Temperature and oxygen fugacity constraints on CK and R chondrites and implications for water and oxidation in the early solar system. *Polar Science* 1, 25–44.
- Robie, R.A., Hemmingway, B.S., Fisher, J.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 Pascals) pressure and at higher temperature. *Geological Survey Bulletin*, pp. 1452–1452.
- Rochette, P., Gattacceca, J., Bonal, L., Bourot-Denise, M., Chevrier, V., Clerc, J.-P., Consolmagno, G., Folco, L., Gounelle, M., Kohout, T., Pesonen, L., Quirico, E., Sagnotti, L., Skripnik, A., 2008. Magnetic classification of stony meteorites: 2. Non-ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 43, 959–980.
- Roeder, P.L., Campbell, I.H., Jamieson, H.E., 1979. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 325–334.
- Rouzaud, J.N., Oberlin, A., Beny-Bassez, C., 1983. Carbon films: Structure and microtexture (optical and electron microscopy, Raman spectroscopy). *Thin Solid Films* 105, 75–96.
- Rouzaud, J.-N., 1984. Relations entre la microtexture et les propriétés des matériaux carbonés : application à la caractérisation des charbons. Ph.D. Thesis, Université d'Orléans, Orléans.
- Rouzaud, J.N., Oberlin, A., 1989. Structure, microtexture, and optical properties of anthracene and saccharose-based carbons. *Carbon* 27, 517–529.
- Rubin, A.E., 1984. Coarse-grained chondrule rims in type 3 chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1779–1789.
- Rubin, A.E., Fegley, B., Brett, R., 1988a. Oxidation state in chondrites, in: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. Kerridge J.F. and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 488–511.
- Rubin, A.E., Wang, D., Kallemeyn, G.W., Wasson, J.T., 1988b. The Ningqiang meteorite - Classification and petrology of an anomalous CV chondrite. *Meteoritics* 23, 13–23.
- Rubin, A.E., 1991a. Silicate darkening and heterogeneous plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Meteoritics* 26, 389 (abstract).
- Rubin, A.E., 1991b. Euhedral awaruite in the Allende Meteorite; implications for the origin of awaruite- and magnetite-bearing nodules in CV3 chondrites. *American Mineralogist* 76, 1356–1362.
- Rubin, A.E., 1992. A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1705–1714.
- Rubin, A.E., 1995. Petrologic evidence for collisional heating of chondritic asteroids. *Icarus* 113, 156–167.
- Rubin, A.E., Scott, E.R.D., 1997. Abee and related EH chondrite impact-melt breccias. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 425–435.
- Rubin, A.E., Scott, E.R.D., Keil, K., 1997. Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 847–858.

- Rubin, A., 2003. Chromite-plagioclase assemblages as a new shock indicator; implications for the shock and thermal histories of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2695–2709.
- Rubin, A.E., 2004. Aluminian low-Ca pyroxene in a Ca-Al-rich chondrule from the Semarkona meteorite. *American Mineralogist* 89, 867–872.
- Rubin, A.E., Trigo-Rodríguez, J.M., Huber, H., Wasson, J.T., 2007. Progressive aqueous alteration of CM carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2361–2382.
- Rubin, A.E., Grossman, J.N., 2010. Meteorite and meteoroid: New comprehensive definitions. *Meteoritics and Planetary Science* 45, 114–122.
- Rubin, A.E., 2011. Origin of the differences in refractory-lithophile-element abundances among chondrite groups. *Icarus* 213, 547–558.
- Runyon, S.E., Dunn, T.L., 2011. Using magnetite compositions to examine a possible genetic relationship between the CV and CK chondrites. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #2114 (abstract).
- Russell, S.S., Srinivasan, G., Huss, G.R., Wasserburg, G.J., MacPherson, G.J., 1996. Evidence for widespread 26Al in the solar nebula and constraints for nebula time scales. *Science* 273, 757–762.
- Russell, S.S., Huss, G.R., MacPherson, G.J., Wasserburg, G.J., 1997. Early and late chondrule formation - New constraints for solar nebula chronology from Al-26/Al-27 in unequilibrated ordinary chondrites. 28th Lunar and Planetary Science Conference, #1468 (abstract).

S

- Sack, R.O., Ghiorso, M., 1991. An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 474–505.
- Saito, J., Miyamoto, H., Nakamura, R., Ishiguro, M., Michikami, T., Nakamura, A.M., Demura, H., Sasaki, S., Hirata, N., Honda, C., Yamamoto, A., Yokota, Y., Fuse, T., Yoshida, F., Tholen, D.J., Gaskell, R.W., Hashimoto, T., Kubota, T., Higuchi, Y., Nakamura, T., Smith, P., Hiraoka, K., Honda, T., Kobayashi, S., Furuya, M., Matsumoto, N., Nemoto, E., Yukishita, A., Kitazato, K., Dermawan, B., Sogame, A., Terazono, J., Shinohara, C., Akiyama, H., 2006. Detailed images of asteroid 25143 Itokawa from Hayabusa. *Science* 312, 1341–1344.
- Salisbury, J.W., D'Aria, D.M., Jarosewich, E., 1991. Midinfrared (2.5-13.5 microns) reflectance spectra of powdered stony meteorites. *Icarus* 92, 280–297.
- Scheirich, P., Ďurech, J., Pravec, P., Kozubal, M., Dantowitz, R., Kaasalainen, M., Betzler, A.S., Beltrame, P., Muler, G., Birtwhistle, P., Kugel, F., 2010. The shape and rotation of asteroid 2008 TC3. *Meteoritics and Planetary Science* 45, 1804–1811.
- Scherer, P., Schultz, L., 2000. Noble gas record, collisional history and pairing of CV, CO, CK and other carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 35, 145–153.
- Schmitz, S., Brenker, F.E., Schoonjans, T., Vekemans, B., Silversmit, G., Vincze, L., Burghammer, M., Riekel, C., 2009. In situ identification of a CAI candidate in 81P/Wild 2 cometary dust by confocal high resolution synchrotron X-ray fluorescence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 5483–5492.

- van Schmus, W.R., Koffman, D.M., 1967. Equilibration temperatures of iron and magnesium in chondritic meteorites. *Science* 155, 1009–1011.
- van Schmus, W.R., Wood, J.A., 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 747–754.
- Scott, E.R.D., Rajan, R.S., 1981. Metallic minerals, thermal histories and parent bodies of some xenolithic, ordinary chondrite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 53–67.
- Scott, E.R.D., Taylor, G.J., 1985. Petrology of types 4-6 carbonaceous chondrites. 15th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 699–709.
- Scott, E.R.D., Jones, R., 1990. Disentangling nebular and asteroidal features of c03 carbonaceous chondrite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2485–2502.
- Scott, E.R.D., Keil, K., Stoeffler, D., 1992. Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 4281–4293.
- Scott, E.R.D., Love, S.G., Krot, A.N., 1996. Formation of chondrules and chondrites in the protoplanetary nebula, in: *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. (eds. Hewins R.H., Jones R.H. and Scott E.R.D.). Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 87–96.
- Scott, E.R.D., Krot, A.N., 2003. Chondrites and their components, in: *Meteorites, Comets, and Planets* (ed. Davis A.M.), Vol. 1 *Treatise on Geochemistry* (eds. Holland H.D. and Turekian K.K.). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 143–200.
- Scott, E.R.D., Krot, A.N., 2005. Chondritic meteorites and the high-temperature nebular origins of their components, in: *Chondrites and the Protoplanetary Disk* (eds. Krot A.N., Scott E.R.D., and Reipurth B.). ASP Conference Series. pp. 15–54.
- Sears, D.W., Grossman, J.N., Melcher, C.L., Ross, L.M., Mills, A.A., 1980. Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature* 287, 791–795.
- Sears, D.W.G., Dodd, R.T., 1988. Overview and classification of meteorites, in: *Meteorites and the Early Solar System*, (eds. Kerridge J.F. and Matthiews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 3–31.
- Sears, D.W., Batchelor, J.D., Lu, J., Keck, B.D., 1991. Metamorphism of CO and CO-like chondrites and comparisons with type 3 ordinary chondrites. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite 4*, 319–343.
- Shimazu, H., Terasawa, T., 1995. Electromagnetic induction heating of meteorite parent bodies by the primordial solar wind. *Journal of Geophysical Research* 100, 16923–16930.
- Shu, F.H., Shang, H., Lee, T., 1996. Toward an astrophysical theory of chondrites. *Science* 271, 1545–1552.
- Shu, F.H., Shang, H., Gounelle, M., Glassgold, A.E., Lee, T., 2001. The origin of chondrules and refractory inclusions in chondritic meteorites. *The Astrophysical Journal* 548, 1029–1050.
- Shukolyukov, A., Lugmair, G.W., 1993. Live iron-60 in the early solar system. *Science* 259, 1138–1142.
- Simon, S.B., Haggerty, S.E., 1979. Petrography and olivine mineral chemistry of chondrules and inclusions in the Allende meteorite. 10th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 871–883.
- Simon, S.B., Grossman, L., Davis, A.M., 1991. Fassaite composition trends during crystallization of Allende Type B refractory inclusion melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2635–2655.
- Simon, S.B., Grossman, L., Casanova, I., Symes, S., Benoit, P., Sears, D.W.G., Wacker, J.F., 1995. Axtell, a new CV3 chondrite find from Texas. *Meteoritics* 30, 42–46.

- Smith, C.L., Russell, S.S., 2003. Dar Al Gani 431: Unravelling nebular and parent body processes. *Meteoritics and Planetary Science* 38, A5222 (abstract).
- Snetsinger, K.G., Keil, K., Bunch, T.E., 1967. Chromite from "equilibrated" chondrites. *American Mineralogist* 52, 1322–1331.
- Sonett, C.P., Colburn, D.S., 1968. Electrical heating of meteorite parent bodies and planets by dynamo induction from a pre-main sequence T Tauri "solar wind". *Nature* 219, 924–926.
- Sorby, H.C., 1877. On the structure and origin of meteorites. *Nature* 15, 495–498.
- Souza Santos, H., Yada, K., 1979. Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy. *Clays and Clay Minerals* 27, 161–174.
- Souza Santos, H., Yada, K., 1983. Thermal transformation of antigorite as studied by electron-optical methods. *Clays and Clay Minerals* 31, 241–250.
- Spandler, C., O'Neill, H.S.C., 2009. Diffusion and partition coefficients of minor and trace elements in San Carlos olivine at 1,300°C with some geochemical implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 791–818.
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66, 1189–1201.
- Spencer, J.R., Lebofsky, L.A., Sykes, M.V., 1989. Systematic biases in radiometric diameter determinations. *Icarus* 78, 337–354.
- Srinivasan, G., Ulyanov, A.A., Goswami, J.N., 1994. Ca-41 in the early solar system. *The Astrophysical Journal* 431, L67–L70.
- Srinivasan, G., Sahijpal, S., Ulyanov, A.A., Goswami, J.N., 1996. Ion microprobe studies of Efremovka CAIs: II. Potassium isotope composition and ⁴¹Ca in the early Solar System. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1823–1835.
- Stockman, H.W., Hlava, P.F., 1984. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from Southwestern Oregon. *Economic Geology* 79, 491–508.
- Stolper, E., 1982. Crystallization sequences of Ca-Al-rich inclusions from Allende - an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 2159–2180.
- Stöffler, D., Keil, K., Edward R.D., S., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3845–3867.
- Sugaki, A., Kitakaze, A., Hayashi, T., 1982. High-temperature phase of pentlandite (in Japanese). *Annual Meeting of the Mineralogical Society of Japan*, pp. 22 (abstract).
- Sugaki, A., Kitakaze, A., 1992. Phase transition of pentlandite. 29th International Geological Congress 3, Kyoto, pp. 676 (abstract).
- Sugaki, A., Kitakaze, A., 1998. High form of pentlandite and its thermal stability. *American Mineralogist* 83, 133–140.
- Szurgot, M., 2011. On the specific heat capacity and thermal conductivity of meteorites. 42nd Lunar and Planetary Science Conference, #1150 (abstract).

T

- Tachibana, Y., Kitamura, M., Hirajima, T., Nakamura, N., 2002. Equilibration temperature of the Kobe meteorite. *Geochemical Journal* 36, 323–332.
- Tachibana, S., Huss, G.R., 2003. The initial abundance of ⁶⁰Fe in the Solar System. *The Astrophysical Journal* 588, L41–L44.
- Tachibana, S., Huss, G.R., Kita, N.T., Shimoda, H., Morishita, Y., 2005. The abundances of iron-60 in pyroxene chondrules from unequilibrated ordinary chondrites. 36th Lunar and Planetary Science Conference, #1529 (abstract).

- Tagle, R., Erzinger, J., Hecht, L., Stöffler, D., Schmitt, R.T., Claeys, P., 2003. Searching for traces of extraterrestrial material in the Chicxulub impactites: Results based on PGE analysis. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, #9247 (abstract).
- Tanga, P., Cellino, A., Michel, P., Zappalà, V., Paolicchi, P., Dell'Oro, A., 1999. On the size distribution of asteroid families: The role of geometry. *Icarus* 141, 65–78.
- Taylor, S.R., Mason, B.H., 1978. Chemical characteristics of Ca-Al inclusions in the Allende meteorite. 9th Lunar and Planetary Science Conference, 1158–1160 (abstract).
- Tholen, D.J., 1984. Asteroid taxonomy from cluster analysis of Photometry. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson.
- Tomeoka, K., Buseck, P.R., 1982a. Intergrown mica and montmorillonite in the Allende carbonaceous chondrite. *Nature* 299, 326–327.
- Tomeoka, K., Buseck, P.R., 1982b. An unusual layered mineral in chondrules and aggregates of the Allende carbonaceous chondrite. *Nature* 299, 327–329.
- Tomeoka, K., Kojima, H., Yanai, K., 1989a. Yamato-86720: A CM carbonaceous chondrite having experienced extensive aqueous alteration and thermal metamorphism. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite 2*, 55–74.
- Tomeoka, K., Kojima, H., Yanai, K., 1989b. Yamato-82162: A new kind of CI carbonaceous chondrite found in Antarctica. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorite 2*, 36–54.
- Tomeoka, K., 1990. Mineralogy and petrology of Belgica-7904: A new kind of carbonaceous chondrite from Antarctica. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic 3*, 40–54.
- Tomeoka, K., Tanimura, I., 2000. Phyllosilicate-rich chondrule rims in the vigarano cv3 chondrite: evidence for parent-body processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1971–1988.
- Tomeoka, K., Ohnishi, I., Nakamura, N., 2001. Silicate darkening in the Kobe CK Chondrite: Evidence for shock metamorphism at high temperature. *Meteoritics and Planetary Science* 36, 1535–1545.
- Tomeoka, K., Kojima, T., Ohnishi, I., Ishii, Y., Nakamura, N., 2005. The Kobe CK carbonaceous chondrite: petrography, mineralogy and metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 100, 116–125.
- Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourot-Denise, M., Pellas, P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature* 422, 502–506.
- Trinquier, A., Birck, J.-L., Allègre, C.J., 2007. Widespread ⁵⁴Cr heterogeneity in the inner Solar System. *The Astrophysical Journal* 655, 1179–1185.
- Tsuchiyama, A., Uesugi, M., Matsushima, T., Michikami, T., Kadono, T., Nakamura, T., Uesugi, K., Nakano, T., Sandford, S.A., Noguchi, R., Matsumoto, T., Matsuno, J., Nagano, T., Imai, Y., Takeuchi, A., Suzuki, Y., Ogami, T., Katagiri, J., Ebihara, M., Ireland, T.R., Kitajima, F., Nagao, K., Naraoka, H., Noguchi, T., Okazaki, R., Yurimoto, H., Zolensky, M.E., Mukai, T., Abe, M., Yada, T., Fujimura, A., Yoshikawa, M., Kawaguchi, J., 2011. Three-dimensional structure of Hayabusa samples: Origin and evolution of Itokawa regolith. *Science* 333, 1125–1128.
- Tuinstra, F., Koenig, J.L., 1970. Raman spectrum of graphite. *Journal of Chemical Physics* 53, 1126–1130.

U

- Urey, H.C., 1955. The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon, and Mars. *Proceedings of the National Academy of Science* 41, 127–144.

V

- Vokrouhlický, D., Brož, M., Morbidelli, A., Bottke, W.F., Nesvorný, D., Lazzaro, D., Rivkin, A.S., 2006. Yarkovsky footprints in the Eos family. *Icarus* 182, 92–117.
- Vosteen, H., Schellschmidt, R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 499–509.

W

- Wadhwa, M., Janney, P.E., Krot, A.N., 2009. Evidence of disturbance in the ²⁶Al-²⁶Mg systematics of the Efremovka E60 CAI: Implications for the high-resolution chronology of the early Solar System. 40th Lunar and Planetary Science Conference, #2495 (abstract).
- Wark, D.A., Lovering, J.F., 1977. Marker events in the early evolution of the solar system - Evidence from rims on Ca-Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites. 8th Lunar and Planetary Science Conference, Proceedings, pp. 95–112.
- Wark, D.A., 1979. Birth of the presolar nebula - The sequence of condensation revealed in the Allende meteorite. *Astrophysics and Space Science* 65, 275–295.
- Wark, D.A., 1981. Alteration and metasomatism of Allende Ca-Al materials. 11th Lunar and Planetary Science Conference, 1145–1147 (abstract).
- Wark, D.A., Lovering, J.F., 1982. The nature and origin of type B1 and B2 Ca-Al-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 2581–2594.
- Wark, D.A., 1987. Plagioclase-rich inclusions in carbonaceous chondrite meteorites - Liquid condensates? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 221–242.
- Wasserburg, G.J., Lee, T., Papanastassiou, D.A., 1977. Correlated O and Mg isotopic anomalies in Allende inclusions. II - Magnesium. *Geophysical Research Letters* 4, 299–302.
- Wasson, J.T., 1972. Formation of ordinary chondrites. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 10, 711–759.
- Wasson, J.T., 1992. Planetesimal heating by FU-Orionis-Type events. *Eos transactions, AGU*, 73, #336 (abstract).
- Wasson, J.T., Yurimoto, H., Russell, S.S., 2001. 16O-rich melilite in CO3.0 chondrites: possible formation of common, 16O-poor melilite by aqueous alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4539–4549.
- Weinbruch, S., Palme, H., Muller, W.F., El Goresy, A., 1990. FeO-rich rims and veins in Allende forsterite - Evidence for high temperature condensation at oxidizing conditions. *Meteoritics* 25, 115–125.

- Weinbruch, S., Armstrong, J., Palme, H., 1994. Constraints on the thermal history of the Allende parent body as derived from olivine-spinel thermometry and Fe/Mg interdiffusion in olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1019–1030.
- Weisberg, M.K., Connolly, H.C., Ebel, D.S., 2004. Petrology and origin of amoeboid olivine aggregates in CR chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 1741–1753.
- Weisberg, M.K., McCoy, T.J., Krot, A.N., 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification, in: *Meteorites and the Early Solar System II*, (eds. Lauretta D.S. and McSween Jr. H.Y.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 19–52.
- Weiss, B.P., Carporzen, L., Ebel, D.S., Gattacceca, J., Shuster, D.L., 2009. Evidence for a metallic core in the CV chondrite parent planetesimal. *Eos Transaction, AGU*, 34, #GP34A-07 (abstract).
- Weiss, B., Carporzen, L., Elkins-Tanton, L., Shuster, D.L., Ebel, D.S., Gattacceca, J., Binzel, R.P., 2010b. Magnetic evidence for a partially differentiated carbonaceous chondrite parent body and possible implications for asteroid 21 Lutetia. *Bulletin of the American Astronomical Society*, 944 (abstract).
- Weiss, B.P., Carporzen, L., Elkins-Tanton, L.T., Shuster, D.L., Ebel, D.S., Gattacceca, J., Zuber, M.T., Chen, J.H., Papanastassiou, D.A., Binzel, R.P., Rumble, D., Irving, A.J., 2010a. A partially differentiated body for CV chondrites? 41st Lunar and Planetary Science Conference, #1688 (abstract).
- Wilkening, L.L., 1978. Carbonaceous chondritic material in the Solar System. *Naturwissenschaften* 65, 73–79.
- Williams, I.P., Wu, Z., 1993. The Geminid meteor stream and asteroid 3200 Phaethon. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 262, 231–248.
- Wlotzka, F., 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics* 28, 460 (abstract).
- Wlotzka, F., Jull, A.J.T., Donahue, D.J., 1995. Carbon-14 Terrestrial Ages of Meteorites from Acfer, Algeria. Workshop on Meteorites from Cold and Hot Deserts, LPI Technical Report 95-02, 72–73 (abstract).
- Wood, J.A., 1962. Metamorphism in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 26, 739–742.
- Wood, J.A., Pellas, P., 1991. What heated the parent meteorite planets?, in: *The Sun in time* (eds. Sonnett C.P., Giampapa M.S., and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 740–760.
- Wood, J.A., 2003. Planetary science: Of asteroids and onions. *Nature* 422, 479–481.
- Wopenka, B., Pasteris, J., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist* 78, 533–557.
- Wulf, A.V., Palme, H., Jochum, K.P., 1995. Fractionation of volatile elements in the early solar system: evidence from heating experiments on primitive meteorites. *Planetary and Space Science* 43, 451–468.

Y

- Yin, Q., Jacobsen, S.B., Yamashita, K., Blichert-Toft, J., Télouk, P., Albarède, F., 2002. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. *Nature* 418, 949–952.
- Yoder, H.S., 1954. Garnet and staurolite, in: *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 53, pp. 120–121.

- Yomogida, K., Matsui, T., 1983. Physical properties of ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research* 88, 9513–9533.
- Yomogida, K., Matsui, T., 1984. Multiple parent bodies of ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 68, 34–42.
- Yoneda, S., Grossman, L., 1995. Condensation of CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ liquids from cosmic gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3413–3444.
- Young, E.D., Russell, S.S., 1998. Oxygen reservoirs in the early solar nebula inferred from an Allende CAI. *Science* 282, 452–455.
- Yu, Y., Hewins, R.H., 1998. Transient heating and chondrite formation - Evidence from sodium loss in flash heating simulation experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 159–172.
- Yu, Y., Wang, J., Zanda, B., Alexander, C.M.O., Bourot-Denise, M., Hewins, R.H., 1998. Mass Fractionation of K Isotopes in Chondrule Evaporation Experiments. 29th Lunar and Planetary Science Conference, #1642 (abstract).

Z

- Zanda, B., 2004. Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 1–17.
- Zanda, B., Hewins, R.H., Bourot-Denise, M., Bland, P.A., Albarède, F., 2006. Formation of solar nebula reservoirs by mixing chondritic components. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 650–660.
- Zanda, B., Hewins, R.H., Robert, F., 2008. A memory of ancient ices preserved in carbonaceous chondrite matrices. 39th Lunar and Planetary Science Conference, #1532 (abstract).
- Zappalà, V., Cellino, A., Gladman, B.J., Manley, S., Migliorini, F., 1998. Asteroid showers on Earth after family breakup events. *Icarus* 134, 176–179.
- Zappalà, V., Bendjoya, P., Cellino, A., Di Martino, M., Doressoundiram, A., Manara, A., Migliorini, F., 2000. Fugitives from the Eos family: First spectroscopic confirmation. *Icarus* 145, 4–11.
- Zipfel, J., Palme, H., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Spettel, B., Wolf, D., 2000. Dar Al Gani 431: A New Anomalous CK3 Chondrite? 31st Lunar and Planetary Science Conference, #1668 (abstract).
- Zolensky, M., McSween, H.Y., 1988. Aqueous alteration, in: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. Kerridge J.F. and Matthews M.S.). University of Arizona Press, Tucson, pp. 114–143.
- Zolensky, E.M., Prinz, M., Lipschutz, M., 1991. Mineralogy and thermal history of Y-82162, Y-86720, and B-7904. *Antarctic Meteorite XVI*, 195–196 (abstract).
- Zolensky, M., Barrett, R., Browning, L., 1993. Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 3123–3148.

Annexes

Annexe 1 – Description des météorites classifiées durant ce travail (Meteoritical Bulletin, no. 97, MAPS 45, 449-493 (2010)).

Northwest Africa 5731

Erfoud, Morocco

Found December 2008

Ordinary chondrite (LL3.2)

History: Purchased in Morocco in December 2008 by *PThomas*.

Physical characteristics: One stone weighing 241.04 g.

Petrography: (N. Chaumard and B. Devouard, *UBP*) Chondrules size range from 50 μm to 1.2 mm. CAI are small but one type A is larger than 1.5 mm. Fe-diffusion is visible at borders and cracks in olivine grains in type I chondrules. Matrix is composed of dominant fine grains of Fe-rich olivine and few forsterites crystals up to 50 μm .

Mineral compositions and geochemistry: Olivine in matrix is $\text{Fa}_{62.9}$. Olivine mean composition in type I chondrules, $\text{Fa}_{2.1}$ (range $\text{Fa}_{0.7}$ – $\text{Fa}_{7.4}$); mean low-Ca pyroxene, $\text{Fs}_{4.6}$ (range $\text{Fs}_{1.5}$ – $\text{Fs}_{7.7}$). In type II chondrules, mean olivine, $\text{Fa}_{21.7}$ (range $\text{Fa}_{13.5}$ – $\text{Fa}_{50.1}$); mean pyroxene, $\text{Fs}_{20.3 \pm 2.1}$. Analyses of Cr_2O_3 in olivines from type II chondrules yield an average of 0.12 wt% with standard deviation $\sigma = 0.05\%$ [$n = 52$]. In olivines from type IA chondrules $\text{FeO} = 0.95 \pm 0.34$ wt% and $\text{CaO} = 0.36 \pm 0.16$ wt% [$n = 11$].

Classification: Ordinary chondrite (LL3.2); S1/S2, W2/W3.

Type specimens: A total of 20.11 g is on deposit at *MNHNP*. *PThomas* holds the main mass.

Northwest Africa 5732

Erfoud, Morocco

Found December 2008.

Carbonaceous chondrite (CV3)

History: Purchased in Morocco in December 2008 by *PThomas*.

Physical characteristics: One stone weighing 99.98 g.

Petrography: (N. Chaumard and B. Devouard, *UBP*) Type I chondrules are dominant (~80%). Chondrule sizes range from ~200 μm to 1.5 mm. CAIs are scarces. Matrix is composed by grains up to 10 μm of Fe-rich olivine with some unequilibrated olivine crystals. Fe-diffusion is visible at olivine borders in type I chondrules.

Mineral compositions and geochemistry: Mean olivine in matrice, $\text{Fa}_{61.6\pm6.6}$. Type I chondrules olivine and low-Ca pyroxene are $\text{Fa}_{1.3\pm0.9}$ and $\text{Fs}_{1.5\pm0.3}$, respectively. Olivine in type II chondrule, $\text{Fa}_{35.7}$.

Classification: Carbonaceous chondrite (CV3); W1.

Type specimens: A total of 20.58 g is on deposit at *MNHNP*. *PThomas* holds the main mass.

Northwest Africa 5733

Talsint area, Morocco

Found December 2008.

Carbonaceous chondrite (CK4)

History: Purchased in Morocco in December 2008 by *PThomas*.

Physical characteristics: One stone weighing 15.03 g.

Petrography: (N. Chaumard and B. Devouard, *UBP*) Chondrules range from 200 μm to 1 mm and are equilibrated. Matrix have an unusual marble pattern, with coarse-grained texture of olivine and feldspar. Matrix crystals contained numerous micron-sized vacuoles and inclusions. CAIs are small and very scarce.

Mineral compositions and geochemistry: Olivine, $\text{Fa}_{33.5\pm0.2}$. Pyroxene, $\text{Fs}_{10.8\pm0.3}$. Plagioclase composition in matrix, An_{38} .

Classification: Carbonaceous chondrite (CK4); W3.

Type specimens: A total of 3.11 g is on deposit at *MNHNP*. *PThomas* holds the main mass.

Northwest Africa 5736

As-Sakn, Western Sahara, Morocco

Found February 2009.

Carbonaceous chondrite (CV3)

History: Purchased in Morocco in February 2009 by *PThomas*.

Physical characteristics: One stone weighing 127 g.

Petrography: (N. Chaumard and B. Devouard, *UBP*) Chondrules sizes from ~200 μm to 1.5 mm No type II chondrule was observed. Few spinel and melilite CAIs. Matrix olivine grains are acicular (5-20 microns long). Several fine-grained nodules of oxides (up to 800 μm), Fe-Ni sulfide and olivine. Fe-diffusion is well visible at borders and cracks in olivine grains in type I chondrules.

Mineral compositions and geochemistry: Matrix olivine, $\text{Fa}_{50.2\pm0.3}$. Type I chondrules olivine and low-Ca pyroxene are $\text{Fa}_{1.0\pm0.7}$ and $\text{Fs}_{1.6\pm0.7}$, respectively.

Classification: Carbonaceous chondrite (CV3); W3.

Type specimens: A total of 24.48 g is on deposit at *MNHNP*. *PThomas* holds the main mass.

Northwest Africa 5737

Algeria

Found February 2009.

Carbonaceous chondrite (CV3)

History: Purchased Algeria 2009 by *PThomas*.

Physical characteristics: One stone weighing 478 g with a compact-looking aspect. Some unusual parallels crack and some flattened chondrules, both in the same direction.

Petrography: (N. Chaumard and B. Devouard, *UBP*) Type I chondrules are dominant. Chondrule sizes range from ~50 μm to 1.6 mm. Fe-diffusion at borders in olivine grains in type I chondrule is narrow. CAIs are abundant and range from few hundred microns to 1.5 mm. Matrix have an unusual recrystallized speckled pattern, composed by grains of fayalite, and feldspar (1–3 μm long).

Mineral compositions and geochemistry: Mean olivine in matrix, $\text{Fa}_{55.8\pm4.2}$. Type I chondrules olivine and low-Ca pyroxene are $\text{Fa}_{3.8\pm3.1}$ and $\text{Fs}_{1.7\pm1.0}$, respectively. Olivine in type II chondrule, $\text{Fa}_{26.5\pm1.2}$. Some monocrystals of pyroxene in matrix are around $\text{Fs}_{50}\text{Wo}_{50}$.

Classification: Carbonaceous chondrite (CV3); W2.

Type specimens: A total of 20.5 g is on deposit at *MNHNP*. *PThomas* holds the main mass.

Submitter's name	Meteorite name	Location of recovery or purchase	Date of recovery or purchase	Total known mass (g)	Number of pieces	Class	Type specimen mass (g)	Shock stage	Weathering grade	Fa mol%	Fs mol%	Wo mol%	Location of type specimens, main masses and classifier information
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5731	Erfoud, Morocco	Dec-2008	241.04	1	LL3.2	20.11	S1/S2	W2/W3	0.7-62.9	1.5-21.8	0.0-1.2	Type specimens: MNHNIP mass: PThomas Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5732	Erfoud, Morocco	Dec-2008	99.98	1	CV3	20.58		W1	0.5-66.2	1.52 ± 0.3	0.0-0.3	Type specimens: MNHNIP mass: PThomas Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5733	Talsint area, Morocco	Dec-2008	15.03	1	CK4	3.11		W3	33.5 ± 0.2	10.8 ± 0.3	46.1 ± 1.6	Type specimens: MNHNIP mass: PThomas Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5736	As-Sakn, Morocco	Feb-2009	127	1	CV3	24.48		W3	0.4-50.6	1.6 ± 0.7	0.0-32.5	Type specimens: MNHNIP mass: PThomas Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5737	Algeria	Feb-2009	478	1	CV3	20.5		W2	0.4-61.4	1.1-50.4	0.0-49.4	Type specimens: MNHNIP mass: PThomas Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5795	Erfoud, Morocco	May-2006	196	1	CO3	20.133		W2	0.4-50.4	1.4 ± 0.2	0.0-1.2	Type specimens: MNHNIP mass: Kuntz Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5796	Erfoud, Morocco	July-2008	72.11	13	H4	20.5	S1/S2	W0/W1	18.8 ± 0.4	16.9 ± 0.2	1.0 ± 0.2	Type specimens: MNHNIP mass: Beroud Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5797	Erfoud, Morocco	2009	495	1	CM2	20.156		W0/W1	0.5-62.2	1.4 ± 0.3	2.1 ± 1.9	Type specimens: MNHNIP mass: Ralew Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP
CHAUMARD NOEL DEVOUARD BERTRAND	NWA 5798	Morocco	2007	20.245	1	CK4	4.065		W3/W4	32.8 ± 0.4	27.6 ± 0.2	0.6 ± 0.2	Type specimens: MNHNIP mass: Hmani Classified: N. Chaumard and B. Devouard, UBP

Tableau récapitulatif envoyé à la Meteoritical Society pour classification.

Annexe 2 – Protocole analytique d'analyse quantitative EDS (avec le système SPIRIT de PGT)

Charger l'échantillon, le standard et une cage de faraday dans le MEB puis mettre en « High vacuum ». Laisser pomper au minimum 45 minutes afin d'avoir le meilleur vide possible. En effet, une légère variation de la pression dans la chambre du MEB modifie de façon non négligeable la qualité des analyses EDS.

Analyse de cristaux d'olivine ($mg\# < 50$) ou de pyroxène :

- Optimiser et régler la colonne (DT ~30%), et réaliser une mesure d'efficacité du détecteur au début de chaque utilisation. L'efficacité doit rester constante pendant toute la séance, de même que la tension d'accélération et le spot size. La mesure d'efficacité doit être faite sur une lame de cuivre (une cage de faraday convient) de la façon suivante : analyser le Cu en mode « As element » et acquérir un spectre par raie (L et K_{α}). Le rapport L_{α}/K_{α} donne l'efficacité du détecteur.

- Mesurer le courant échantillon à l'aide de la cage de faraday.

- Entrer dans le logiciel Spirit la valeur du courant échantillon obtenu, choisir un temps d'acquisition (« Live time ») de 60 secondes (valeur valable pour un DT d'environ 30%), et choisir « mode normal ».

- Acquérir un spectre EDS du standard d'olivine (ou de pyroxène).

- *Periodic Table* → *As Compound* ; *X-ray* → *Make Std* → *New Material*. Entrer les valeurs microsondes pour Fe, Mg, Si, et O en wt%. Fermer la fenêtre.

- *Periodic Table* : Choisir les éléments à analyser. Analyser FeO, MgO et SiO₂ en mode « As compound » et choisir les standards acquis auparavant (« Available Std »). Le fer doit être analysé en tant que FeO et l'oxygène calculé par stoechiométrie.

- Faire l'acquisition d'un spectre EDS dans l'olivine (ou le pyroxène) à analyser.

- *Periodic Table : Analyses Options* → *From Spectrum* → *Auto Efficiency* →

Convolution Filtre.

- Vérifier que le bruit de fond soustrait est acceptable (« Bckgrd »), puis dans la barre de menu du logiciel Spirit, cliquer sur l'option « Quanti » pour obtenir un fichier .doc contenant les compositions chimiques (Fe, Mg, Si et O) du grain d'olivine (ou de pyroxène) analysé.

Notes : Ne pas hésiter à mesurer la valeur de l'efficacité du détecteur et du courant échantillon durant la séance afin de vérifier leur constance. Si la valeur du courant échantillon varie de plus de 10% par rapport à la valeur initiale mesurée, recommencer la procédure de calibration. De plus, pour évaluer l'évolution de l'efficacité du détecteur, la mesure doit se faire à courant échantillon constant. Enfin, il est nécessaire de recalibrer le standard si l'on modifie la tension d'accélération du faisceau.

Annexe 3 – Analyses microsonde des standards d’olivine et de diopside utilisés pour les calibrations des analyses quantitatives EDS.

	Olivine San Carlos Standard #17	Olivine San Carlos Standard #18	Olivine Chine Standard #19	Olivine Crystal Park	Diopside Standard #29
<i>%Oxide</i>					
Na ₂ O	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	0,37
MgO	47,93	47,63	49,82	0,50	15,96
CaO	0,13	0,16	n.a.	n.a.	24,48
FeO	10,73	11,2	8,23	65,70	2,44
MnO	0,16	0,14	0,10	4,00	0,07
NiO	0,29	0,29	0,32	n.a.	n.a.
Cr ₂ O ₃	n.a.	0,01	n.a.	n.a.	0,05
SiO ₂	40,75	40,56	40,15	29,30	51,82
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	n.a.	n.a.	3,15
Total	100,03	100,01	98,62	99,50	98,34
<i>Nombre d'atome (unité formulaire)</i>					
Na	0,001	-	n.a.	n.a.	0,027
Mg	1,759	1,753	1,836	0,025	0,883
Ca	0,003	0,004	n.a.	n.a.	0,973
Fe	0,221	0,231	0,144	1,868	0,076
Mn	0,003	0,003	0,002	0,115	0,002
Ni	0,006	0,006	0,006	-	-
	-	0,001	-	-	0,001
Si	1,003	1,001	0,993	0,996	1,923
Al	0,001	0,001	-	-	0,138
Σ cations	2,997	2,999	2,981	3,004	4,023
	Fa _{11,2}	Fa _{11,7}	Fa _{7,3}	Fa _{98,7}	En ₄₆ Fs ₄ Wo ₅₀

Compositions chimiques obtenues à la microsonde électronique des différents standards d’olivine et de diopside utilisés pour la calibration des analyses quantitatives EDS. Le nombre d’atome par formule pour l’olivine et le diopside est calculé respectivement pour 4 et 6 oxygènes. n.a. : non analysé.

**Annexe 4 – « Radiative heating of carbonaceous near-Earth objects as a cause of thermal metamorphism for CK chondrites », article publié dans la revue Icarus.
<http://dx.doi.org.biblioplanets.gate.inist.fr/10.1016/j.icarus.2012.04.016>**

Radiative heating of carbonaceous near-Earth objects as a cause of thermal metamorphism for CK chondrites

Noël Chaumard^{a,b,c,*}, Bertrand Devouard^{a,b,c}, Marco Delbo^d, Ariel Provost^{a,b,c}, and Brigitte Zanda^e

^a Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^b CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^c IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

*Corresponding author E-mail address: n.chaumard@opgc.univ-bpclermont.fr

^d Laboratoire Cassiopée, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 4229, 06304 Nice Cedex 4, France

^e Laboratoire de Minéralogie et de Cosmochimie du Muséum, MNHN & CNRS UMR 7202, 61 rue Buffon, 75005 Paris, France

Pages: 39

Tables: 3

Figures: 6

Proposed Running Head: Radiative heating of near-Earth carbonaceous objects

Editorial correspondance to:

Noël Chaumard

Laboratoire Magmas et Volcans

5 rue Kessler

F-63000 CLERMONT-FERRAND

Phone: +33 (0)4 73 34 67 23

Fax: +33 (0)4 73 34 67 44

E-mail address: n.chaumard@opgc.univ-bpclermont.fr

ABSTRACT

Metamorphic CK carbonaceous chondrites display matrix textures that are best explained by a transient thermal event with temperatures in the 550–950 K range and durations in the order of days to years, longer than what is commonly admitted for shock events but shorter than what is required for nuclide decay. We propose that radiative heating of small carbonaceous meteoroids with perihelia close to the Sun could account for the petrological features observed in CK chondrites. Numerical thermal modeling, using favorable known NEOs orbital parameters (perihelion distances between 0.07 and 0.15 AU) and physical properties of CV and CK chondrites (albedo in the range 0.01–0.1, 25% porosity, thermal diffusivity of $0.5\text{--}1.5\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$), shows that radiative heating can heat carbonaceous meteoroids in the meter size range to core temperatures up to 1050 K, consistent with the metamorphic temperatures estimated for CK chondrites. Sizes of known CV and CK chondrites indicate that all these objects were small meteoroids (radii from a few cm to 2.5 m) prior to their atmospheric entry. Simulations of dynamic orbits for NEO objects suggest that there are numerous such bodies with suitable orbits and properties, even if they are only a small percentage of all NEOs. Radiative heating would be a secondary process (superimposed on parent-body processes) affecting meteoroids formed by the disruption of an initially homogeneous CV3-type parent body. Different petrologic types can be accounted for depending on the sizes and heliocentric distances of the objects in such a swarm.

Key Words: Asteroids, Near-Earth objects, Meteorites, Solar radiation, Thermal histories.

1. Introduction

CK chondrites are the only group of carbonaceous chondrites (CCs) forming a metamorphic series from petrologic type 3 to type 6 (Kallemeyn et al., 1991). This metamorphic evolution is characterized by the chemical and textural equilibration of chondritic components: matrix, chondrules, and calcium–aluminum-rich inclusions (CAIs) (Geiger and Bischoff, 1991; Kallemeyn et al., 1991; Noguchi, 1993; Chaumard et al., 2009a). 92% (in number) of known CK samples are chemically equilibrated (types 4–6). Estimated metamorphic temperatures range from 550 to 1270 K (e.g. Geiger and Bischoff, 1991; Neff and Righter, 2006).

Based on mineralogy, petrology, and oxygen isotope analyses, it has been proposed that CK and CV carbonaceous chondrites form a continuous metamorphic series from a same parent body, rather than distinct groups (Greenwood et al., 2003, 2004, 2010; Devouard et al., 2006; Chaumard et al., 2009a). The similar cosmic-ray exposure age distributions for CVs and CKs (between 1 and 40 Myr) also support a common source for these groups (Scherer and Schultz, 2000). Recent paleomagnetic data on CVs give evidence that the Allende CV chondrite could be derived from the surface of a differentiated asteroid (Weiss et al., 2010; Elkins-Tanton et al., 2011; Humayun and Weiss, 2011). In this model, a continuous CV–CK series could imply that CKs come from the lower part of the undifferentiated layer at the surface of the differentiated asteroid.

A striking and ubiquitous feature of type 4–5 CK chondrites is the texture of their matrices which contain numerous micron- and nanometer-sized vesicles and inclusions and are much coarser than they are in ordinary chondrites (OCs) of the same petrological types (Kallemeyn et al., 1991; Rubin, 1992; Tomeoka et al., 2001, 2005; Ohnishi et al., 2007; Brearley, 2009). Heat sources commonly involved to explain parent-body metamorphism are

the short and long-lived radionuclides decay, and the accretional or collisional residual heat (e.g. Ghosh et al., 2006; Huss et al., 2006). All these mechanisms imply heating over extended periods of time (several million years at temperatures up to the liquidus). CK textures, however, strongly suggest a transient high-temperature (HT) event (Kallemeyn et al., 1991). Rubin (1991), Scott et al. (1992), and Tomeoka et al. (2001, 2005) proposed that impact shock could be the cause of this transient HT event. The numerous nanometer-sized vesicles and opaque inclusions in the CK matrix olivines have been compared to silicate darkening, a phenomenon interpreted in OCs as the result of shock metamorphism (Heymann, 1967; Dodd, 1981; Kallemeyn et al., 1989; Stöffler et al., 1991). Shock veins, planar fractures, and mosaicism are other common signatures of shock that are used to determine shock stages (Stöffler et al., 1991; Scott et al., 1992). As discussed by Rubin (1991, 1992) and Scott et al. (1992), there is no correlation between petrologic types and shock stages for CK chondrites, in other terms the most metamorphosed CKs do not seem to correspond to the most shocked objects. To account for this observation, Rubin (1992) proposed that CK chondrites were shocked then annealed. Keil et al. (1997) showed that impacts cannot be the heat source for a global thermal metamorphism of parent bodies. This suggests that the metamorphism of CK chondrites may not be related (only) to shock, and that another source of heat would be needed to account for all observed features (Rubin, 1991, 1992; Tomeoka et al., 2001, 2005). This led us to seek an alternative source of heat that could produce HT events of short duration (between days and years), longer than is commonly invoked for shock (seconds) (Beck et al., 2005) but shorter than nuclide decay (several million years) (e.g. Huss et al., 2006). We investigate in this study the effect of radiative heating on carbonaceous near-Earth objects (NEOs) with perihelia close to the Sun.

Heating of bodies close to the Sun has been recently worked out for comets (Gounelle et al., 2008), and explored for meteoroids (small objects between 100 μm and 10 m across)

and asteroids (Campins et al., 2009; Marchi et al., 2009; Ohtsuka et al., 2009; Čapek and Vokrouhlický, 2010; Jewitt and Li, 2010; Michel and Delbo, 2010; Delbo and Michel, 2011). However, except for a suggestion by Chaumard et al. (2009b), and for an allusion by Wilkening (1978), later discussed by Akai (1988) and Nakamura (2005) suggesting that radiative heating could heat hydrous CCs to temperatures sufficient for phyllosilicate dehydration, radiative heating has not been considered as a possible cause of global metamorphism on carbonaceous asteroids or meteoroids.

We investigated surface temperature variations and heat diffusion in depth for carbonaceous (C-type) NEOs with perihelia close to the Sun in order to check if radiative heating can be considered as a cause of thermal metamorphism for CK chondrites. Physical parameters such as thermal diffusivity and porosity are derived from values measured on meteorites. Temperature variations at the surface are computed first, then heat diffusion in depth is solved numerically.

2. Methods

2.1. Thermal modeling

The lack of atmosphere at the surface of asteroids simplifies their thermal physics. A standard thermal model (STM) has been refined by several authors for the derivation of asteroids albedos and diameters from thermal infrared observations (e.g. Morrison, 1977; Morrison and Lebofsky, 1979; Lebofsky et al., 1986; Lebofsky and Spencer, 1989; Spencer et al., 1989; Lagerros, 1996; Harris and Lagerros, 2002). However, for small and fast rotating NEOs, the STM yielded inaccurate diameters. So, Harris (1998) developed the Near-Earth

Asteroid Thermal model (NEATM), a simple thermal model used to derive sizes of asteroids from thermal infrared photometry or spectrophotometry. We use the same methods to calculate surface temperatures for objects with specific parameters.

Surface temperatures depend on the inclination and rotation period of the body. In order to investigate the largest range of temperatures due to multiple dynamical behaviors, we examined two different rotational cases corresponding to two distinct thermal states. First, we considered objects with a large rotation period (T_{rot}) (hours or more). There, surface temperature depends on the solar radiation input, black-body radiation, and the energy flux from thermal conduction due to the temperature gradient at the surface. Thermal balance at the surface of a smooth spherical object can be expressed as:

$$S_0(1 - A)\left(\frac{d_E}{d}\right)^2 \cos(i) = \varepsilon \sigma T^4 + k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (1)$$

where S_0 is the current solar constant (W m^{-2}), A the bolometric Bond albedo, d_E the Sun–Earth distance, d the heliocentric distance of the object, i the solar incidence angle, ε the infrared emissivity, σ the Stefan–Boltzmann constant, and k thermal conductivity ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). The solar radiation is supposed isotropic. This thermal state, defined by Eq. (1), corresponds to a non-isothermal behavior where different points at the surface have different temperatures.

Secondly, we investigated surface temperatures of objects with a small rotation period (minutes or less, depending on size) and with a complex rotation like 2008 TC3 (Scheirich et al., 2010). This NEO, that impacted the Earth on October 2008, was a tumbler (non-principal axis rotator, Pravec et al., 2005). Its inclination changed quasi randomly from one transit at perihelion to the next. This case tends to an ideal isothermal state where radiative heating from the Sun would be redistributed both longitudinally and latitudinally. The isothermal model may be more realistic in the case of meteoroids (Marchi et al., 2009). Estimation of this isothermal surface temperature is given by:

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - A) \left(\frac{d_E}{d} \right)^2 = \varepsilon \sigma T^4 + k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (2)$$

where the $\frac{1}{4}$ factor, the ratio of frontal to surface area for a spherical object, is the mean of $\cos(i)$ in Eq. (1). It can be noted that for a non-isothermal object, temperatures on the side facing the Sun are in radiative equilibrium, whereas temperatures on the hidden face depend on the bulk thermal inertia defined as $\Gamma = \sqrt{k \rho_b c_p}$, where ρ_b is the bulk density of the material (kg m^{-3}) and c_p the specific heat capacity ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$).

For heat conduction at depth, we considered a one-dimensional time-dependent model defined by:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho_b c_p} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (3)$$

Boundary conditions at the surface are given by Eq. (1) and (2), and at great depth l by:

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=l} = 0 \quad (4)$$

The heat equation was solved numerically using the implicit-scheme, finite difference method of Crank and Nicolson (1947), starting with the object at its aphelion and an homogeneous temperature of 2.7 K. Assuming zero inclination, temperatures at 100 nodes across an equatorial diameter were calculated every $\Delta t = T_{\text{rot}} / 90$ along up to 4 complete orbits using 3200 Phaethon and 2005 HC4 coordinates.

2.2. Physical parameters

Table 1 summarizes the input constants and parameters used in this work. To account for the thermal behavior of a CV/CK carbonaceous body, physical and orbital parameters have to be chosen close to those measured for these types of chondrites and C-type asteroids (Tholen, 1984; Bus and Binzel, 2002).

Bolometric albedos are well constrained for low albedo NEOs, including C-type objects. The geometric visible albedos are in the range 0.03 and 0.15, which corresponds to a range of bolometric albedo of 0.01–0.06 (assuming spherical shapes and the default phase integral $G = 0.15$, *Bowell et al.*, 1989). Among NEOs, the lowest measured geometric albedo of 0.03, corresponding to a bolometric albedo of 0.01, has been obtained for 3552 Don Quixote (*Marchi et al.*, 2009, and references therein). We retained a range of bolometric albedos of 0.01–0.1 for carbonaceous objects (e.g. *Belskaya and Shevchenko*, 2000).

We used the infrared emissivity value of 0.9 measured by *Salisbury et al.* (1991) on CV3 chondrite (Allende). This value is commonly adopted for the mineralogy of NEOs (e.g. *Salisbury et al.*, 1991; *Lim et al.*, 2005).

Although the solar flux varied over time from the early Solar System to present, the solar constant used here corresponds to the current solar flux, since we consider the radiative heating of meteoroids prior to their delivery to Earth, i.e. during the last 1–40 Myr (*Scherer and Schultz*, 2000).

Specific heat capacity is a function of temperature and mineral composition (*Robie et al.*, 1978; *Matsui and Osako*, 1979; *Ghosh and McSween*, 1999). In the literature, values lack for CCs and especially for CV and CK. However, specific heat measurements have been realized for ordinary chondrites. *Alexeyeva* (1958) gives a typical value of $700 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (petrologic types 4–6), *Matsui and Osako* (1979) obtained values between ca. 500 and $800 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (for L3.7, H4, H5, and H5/6 chondrites), and *Szurgot* (2011) gives a range of 480– $930 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ at room temperature for various chondrites including Allende. In the same range, *Ghosh and McSween* (1999) give values for H chondrites between 630 and $800 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ at 300 K and 1100 K, respectively. Based on the close modal mineralogy of carbonaceous and ordinary chondrites (e.g. *Menzies et al.*, 2002, 2005; *Bland et al.*, 2004; *Howard et al.*, 2010), we used a mean value of $700 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The specific heat capacity of a rock can be

assumed to be the weighted average of the specific heat capacity of the minerals composing the sample. The presence of sulfides and magnetite (with specific heat capacities lower than ca. 600 J kg⁻¹ K⁻¹; Waples and Waples, 2004, and references therein) in CVs and especially in CKs should somewhat lower the specific heat capacity measured in ordinary chondrites.

Grain (ρ_g) and/or bulk (ρ_b) densities have been measured for CV and CK samples (Britt and Consolmagno, 2000, 2003, and references therein; Consolmagno et al., 2007, 2008; Opeil et al., 2010; McCausland et al., 2011). The relation between these densities and porosity is defined as:

$$\rho_b = (1 - \phi) \rho_g \quad (5)$$

where ϕ is porosity. CK chondrites are slightly more porous than CV chondrites, ca. 24% and ca. 17%, respectively. For Allende, the best measurements of porosity have been obtained by Corrigan et al. (1997) which give a matrix porosity of 25% and a bulk porosity of 20%. Assuming an average grain density of 3.5 g cm⁻³ (Britt and Consolmagno, 2000, 2003, and references therein; Consolmagno et al., 2007; Opeil et al., 2010), we used a bulk density of 2.625 g cm⁻³ corresponding to a CK sample with a porosity of 25%. For all simulations, the body was considered to be homogeneous and have a constant porosity.

Thermal conductivity is highly dependent on porosity (e.g. Yomogida and Matsui, 1983, 1984; Krause et al., 2011a). A recent study (Krause et al., 2011b), using experimental data and OCs values from Yomogida and Matsui (1983), predicts a thermal conductivity value of ca. 0.26 W m⁻¹ K⁻¹ for chondritic material with 25% porosity. The first direct measurement of thermal conductivity in a CK chondrite has been realized by Opeil et al. (2010) at low temperatures (5–300K) for NWA 5515 (CK4). Thermal conductivity increases from ca. 5 K to 100K and becomes almost constant around a value of ca. 1.5 W m⁻¹ K⁻¹ between 100K and 300K. We assumed no further evolution of thermal conductivities at high temperatures, as it was measured in the case of OCs (Yomogida and Matsui, 1983). The value

measured for NWA 5515 integrates the effect of porosity, measured in this sample at 25% ($\rho_b = 2.675 \text{ g cm}^{-3}$; Opeil et al., 2010). OCs studied by Yomogida and Matsui (1983) and Opeil et al. (2010) have 2.0–19.4% porosity ($\rho_b = 3.690\text{--}2.890 \text{ g cm}^{-3}$) and thermal conductivities ranging from ca. 3.5 to ca. 0.5 $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, respectively (at 300 K). We tested values of thermal conductivities from 0.5 to 1.5 $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, while keeping a constant porosity of 25% ($\rho_b = 2.625 \text{ g cm}^{-3}$), as stated above. In this study, we do not consider the presence of a regolith at the surface of the bodies. The presence of regolith would significantly modify the porosity, and thus thermal conductivity of the surface. Values from the Moon regolith are 0.009–0.013 $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for two Apollo sites (Langseth et al., 1976). However, we consider in this study small, meteoroid-sized bodies (see section 4.2) that would not have sufficient gravitational field to maintain a loose regolith on their surface.

We used in our model the orbital parameters (i.e. semi-major axis (a), eccentricity (e), inclination (i)) of two known NEOs with close approaches to the Sun (Table 2). In this study, we focused on orbital parameters of 2005 HC4, since it is the NEO listed with the smallest perihelion distance (q) (0.07 AU). However, its spectral type and geometric albedo are unknown. The carbonaceous NEO listed with the closest perihelion is 3200 Phaethon (0.14 AU). The T_{rot} value was fixed to 5 h for all simulations, a value consistent with known rotation periods of small asteroids (Harris, 1996). It also allows reaching a proper estimation of the temperature variations at depth all along the orbit while keeping reasonable computation times.

3. Results

3.1. Surface temperatures

The surface of a non-isothermal object records, during a rotation period, cyclic temperature variations with a maximum close to the subsolar point. This subsolar temperature is primarily function of the heliocentric distance, with a maximum near perihelion. With albedo and infrared emissivity values characteristic of C-type bodies, subsolar temperatures reach 1080 K and 1515K for 3200 Phaeton and 2005 HC4 perihelia distances, respectively (Fig. 1).

In the case of an isothermal object, the general evolution of surface temperature as a function of heliocentric distance is similar to that of a non-isothermal object (Fig. 1). The consequence of the heat re-distribution at the surface is a temperature decrease of 30% (Fig. 1), i.e. by a factor $4^{1/4}$ reduction due to the factor 4 between the surface of a spherical object and its frontal area.

We note that a variation of albedo from 0.01 to 0.1 induces a diminution of surface temperature by only 2.5% (Fig. 1).

3.2. Heat diffusion at depth

Heat diffusion severely dampens temperature at depth. Using values of thermal conductivity, specific heat capacity, and density appropriate for C-type objects, diurnal variations of temperature are deadened beyond depths of ca. 0.3 m and rapidly reach a steady state (Fig. 2).

Temperatures significant for metamorphic processes (>550 K) are reached near perihelion only for depths smaller than ca. 2 m (Fig. 3 and 4). We calculated the evolution of core temperature with time for objects a few meters in diameter. Due to thermal inertia, maximal temperature at core is not reached at the perihelion, except for the smallest objects (radii <0.1 m) which reach thermal equilibrium quasi-instantaneously (Fig. 3). For example, for an object 4 m in diameter with 2005 HC4 orbital parameters, the maximal core temperature is reached well after the perihelion (ca. 13 days) at 0.53 and 0.51 AU in the case of an isothermal and a non-isothermal model, respectively (Fig. 3). For orbital parameters of 2005 HC4 and 3200 Phaethon, Fig. 4 represents maximal core temperatures as a function of object radius. Isothermal objects can be internally heated at higher temperatures compared to non-isothermal objects for which heat dissipation on the hidden face is not compensated by solar radiation. Objects with radii smaller than ca. 3 m reach higher core temperatures in the isothermal model (Fig. 4). For example, maximum core temperatures for a 0.5 radius-sized object with 2005 HC4 orbital parameters would be 925 K with the isothermal model vs. 627 K for the non-isothermal model (Fig. 3 and 4). With similar physical parameters, an isothermal object along the orbit of 2005 HC4 reaches a maximal core temperature higher than if it was along that of 3200 Phaethon (27% higher for a 0.5 m-sized object), except if the radius of the object is between 2.6 and 4.3 m. However, this difference of maximal core temperature is minor (a maximum of 1.4% in favor of a object on the 3200 Phaethon orbit).

Radiative heating can affect C-type NEOs during significant durations, of the order of hours to days, at each approach close to the perihelion. Figure 5 shows that a CK-type object with a radius of 1 m can be entirely heated during 5 days at temperatures above 550 K and up to 1045 K (isothermal surface temperature at perihelion), whereas the global temperature of an object with a radius of 0.5 m can be higher than 800 K during 2 days.

As expressed by Eq. (3), smaller values for thermal conductivity reduce heat diffusion at depth. Figure 4 displays the variation of temperature at core for objects with different sizes using three values of thermal conductivity (0.5, 1, and 1.5 W m⁻¹ K⁻¹). Compared to the only available value of 1.5 W m⁻¹ K⁻¹ measured in NWA 5515 (see above), using a thermal conductivity of 0.5 W m⁻¹ K⁻¹ reduces by 25% (ca. 190 K) the temperature reached at core for an object with a radius of 1 meter (Fig. 4). This difference in maximal core temperature decreases for larger objects, down to ca. 90 K for an object with a radius of 5 m.

4. Discussion

4.1. Critical parameters

Thermal diffusivity ($\kappa = k/\rho_b c_p$) is the critical parameter that controls heat diffusion (cf. Eq. (3)). As previously expressed, grain and bulk densities, and consequently porosity, are well documented for numerous CV and CK samples. We used a constant value of 700 J kg⁻¹ K⁻¹ for specific heat capacity in our model, although specific heat actually increases with temperature. However, these variations are limited in the range 400–1000 K (e.g. Ghosh and McSween, 1999; Vosteen and Schellschmidt, 2003, and references therein), and would result in only small differences of temperature at depth. Thermal conductivity varies with mineralogy, porosity, and temperature, and is the less constrained parameter in the thermal diffusivity expression. Before the measurement of Opeil et al. (2010), most thermal models used approximate values such as those obtained for ordinary chondrites (Matsui and Osako, 1979; Yomogida and Matsui, 1983), terrestrial samples, or monomineralic aggregates because no direct measurements had been realized on CCs. The value measured in the CK4 NWA

5515 by Opeil et al. (2010) is ca. $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. This value is lower than those obtained for OCs (Yomogida and Matsui, 1983; Opeil et al., 2010), probably due to the higher porosity of CCs rather than to a difference in mineralogy. Because NWA 5515 has 25% porosity, the value measured by Opeil et al. (2010) can be considered as representative of the CK group (porosity $\sim 24\%$). Thermal conductivity is a key parameter and should be better constrained by direct measurements in order to model temperature evolution in CCs.

4.2. CV and CK metamorphic temperatures by radiative heating

Our results on the surface temperature evolution of a non-isothermal object are close to those obtained by Marchi et al. (2009). Rotation periods of near-Earth asteroids smaller than 100 m across tend to decrease with the size of the objects, down to a few minutes for a meteoroid-sized object (Hergenrother and Whiteley, 2011). Consequently, as discussed by Marchi et al. (2009), it seems more appropriate to consider an isothermal model to account for the thermal evolution of a meteoroid surface. The isothermal model results in lower maximal temperatures at surface, but favors the elevation of temperature at depth. At distances close to the Sun ($<0.15 \text{ AU}$), we show that radiative heating can heat meteoroids to temperatures significant for metamorphic process ($>550 \text{ K}$).

Several authors have estimated a temperature range from 550 to 1270 K for the metamorphism of CK3–6 (Clayton et al., 1977; Geiger and Bischoff, 1991; Noguchi, 1993; Clayton and Mayeda, 1999; Tachibana et al., 2002; Neff and Righter, 2006), and between 600 and 900 K for CV3 (e.g. Kullerud and Yund, 1962; Fuchs, 1971; Brecher and Arrhenius, 1974; Blum et al., 1989; Huss and Lewis, 1994; Weinbruch et al., 1994; Krot et al., 1995; Lee et al., 1996; Busemann et al., 2007). We show that temperatures up to ca. 1050 K can be obtained by radiative heating in the core of carbonaceous meteoroids using favorable, but

realistic, orbital and physical parameters. The highest temperatures estimated for CK6 (1070–1270 K) by Geiger and Bischoff (1991) do not seem to be achievable with reasonable orbital and physical parameters. Such temperatures could only be reached by meteoroid-sized carbonaceous objects with perihelia <0.07 AU, or locally at the surface of non-isothermal objects. Most studies, however, do not agree with such high temperatures. For CK6, Neff and Righter (2006) report maximal temperatures of 926 K. Several authors also note that pentlandite, which is unstable at temperatures >883 K (Craig, 1973), is observed in CKs of all metamorphic types. If maximal temperatures ca. 900 K are accepted, different degrees of radiative heating, corresponding to different sizes and/or heliocentric distances, can account for the range of metamorphic temperatures estimated for CV–CK meteorites.

4.3. Size of CV and CK chondrites

Most CV and CK carbonaceous chondrites collected on Earth are centimeter-sized objects (Fig. 6 and Table 3). Equivalent radii (corresponding to an ideal spherical shape) were calculated from known masses, using densities of 2.9 and 2.7 g cm^{-3} for CVs and CKs, respectively. Figure 6 shows that the size distributions of CVs and CKs are very similar, except in the 1.5 cm class where CKs are twice more abundant than CVs, and with the exception of Allende. However, this difference in the 1.5 cm class is a bin effect and both size distributions can get smooth using different bin values.

Recent work on ordinary chondrites estimate ablation rates of 78–91 vol.% during atmospheric entry (Alexeev, 2003, 2004). It is probable that CCs, which have lower densities and strengths, might suffer higher ablation rates (Bland and Artemieva, 2003). Gorin et al. (2008) calculated an ablation of 97 vol.% for Bukhara (CV3). Studying noble gas contents, Matsumoto et al. (2002) calculated a pre-atmospheric radius of 23 cm for Kobe

(corresponding to an ablation of 98.9 vol.%), whereas Caffee et al. (2000) obtained for this meteorite a pre-atmospheric radius of 10 cm (corresponding to ablation of 99.9 vol.%) by the study of short-lived cosmogenic radionuclides. Even if these works give two different values, estimated radii have a same order of magnitude and are consistent with the fact that Kobe was a meteoroid-sized object before his atmospheric entry. Bland and Artemieva (2003)'s work on the disruption of small asteroids during atmospheric entry suggests that a stony meteorite lighter than ca. 100 kg is not fragmented and that ca. 90% of its volume is ablated by Earth's atmosphere. Table 3 shows the pre-atmospheric sizes of some CV–CK meteorites calculated on the basis of ablation of 90 and 99 vol.%. Known CV and CK meteorites would have median pre-atmospheric equivalent radii of 4.0 and 3.1 cm, respectively, for 90% ablation (8.5 and 6.7 cm for 99% ablation). Even Allende, which is by far the heaviest sample of both groups, would have had a radius around 1.2 m before atmospheric entry assuming 90% ablation (ca. 2.5 m with 99% ablation). Among all others CV and CK samples, only Karoonda might have a pre-atmospheric radius bigger than 50 cm (ca. 70 cm assuming 99% ablation) (Table 3). These figures indicate that all known CV and CK meteorites most probably had sizes in the meteoroid range before they encountered the Earth, and thus could potentially have been affected by radiative heating.

A recent study of Čapek and Vokrouhlický (2010) points out that for heliocentric distances <0.2 AU and diameters >0.1 m, the thermal gradient and the associated thermal stresses in a carbonaceous body can exceed the material strength and cause crack formation or the entire disruption of the object. If CK chondrites undergo close approaches to the Sun, this process could explain the systematic meteoroid-size of these meteorites.

4.4. *Is this process dynamically realistic?*

Due to a combination of close encounters with the terrestrial planets and resonances with the terrestrial and the giant planets, the osculating orbital elements (a , e , i) of NEOs change as a function of time (e.g. Williams and Wu, 1993; Morbidelli et al., 2002; Michel et al., 2005). While more than $\sim 70\%$ of NEOs end their orbital evolution colliding with the Sun (Farinella et al., 1994; Morbidelli et al., 2002, and references therein), part of those with low-perihelion distances (e.g. $q < 0.3$ AU) can keep orbits with close approaches to the Sun for up to several million years (Michel and Delbo, 2010). It is possible to show that NEOs with a probability of 80% or higher of having had $q \leq 0.1$ AU in the past also kept orbits allowing these objects to undergo perihelion passages within 0.1 AU for a period of time ranging from 4000 years (1036 Ganymed) up to 1.9 Myr (137924 2000 BD19) with an average of 0.3 Myr (see Marchi et al., 2009).

Consequently, even if meteoroids were significantly heated for only a few hours or days for each revolution (see Fig. 5; for instance the NEO 137924 2000 BD19 that currently has $q = 0.092$ AU spends about 2.4 days at an heliocentric distance smaller than 0.1 AU, but has an orbital period of 304 days), the accumulation of close approaches to the Sun during a large period of stable orbits could largely extend the duration of metamorphic processes. Assuming an orbital period of 2 years, favorable orbits for a duration of 0.1 Myr, and temperatures close to maxima maintained for durations of 1 day (cf. Fig. 5) at each revolution, the total duration of peak metamorphism would be 50,000 days. This order of magnitude is intermediate between what is expected for parent-body processes (million years) (e.g. Huss et al., 2006) and shock processes (seconds) (Beck et al., 2005).

We note that at the time of writing (December, 2011) of the 6500 known NEOs 133 have $q < 0.3$ AU. Notable examples are asteroids 3200 Phaethon and 2005 HC4 with

perihelion distances smaller than 0.14 AU and 0.07 AU respectively. Moreover, among the known NEOs 752 have a probability larger than 50% to have had $q < 0.3$ AU in the past (Marchi et al., 2009). However, what is the fraction of NEOs that are likely to have spent some time in the past with $q < 0.3$ AU and also that can impact the Earth in order to produce a meteorite fall? And what is the typical impact velocity?

Following Morbidelli and Gladman (1998), an encounter velocity with the Earth lower than 20 km s^{-1} was assumed as the maximum velocity in order to obtain a meteorite fall from a fireball. For every NEO, the collision probability with the Earth and the average impact velocity were computed averaging over all possible orbital configurations occurring during a precessional cycle of the NEOs current osculating orbits and taking into account gravitational focussing of the Earth. For the Earth we have used an orbit with fixed values of the orbital elements $a = 1 \text{ AU}$, $e = 0.0167$, and $i = 0^\circ$. In practice, the calculations have been done using a code developed by Farinella and Davis (1992) and kindly provided to us. We find that among the known NEOs, 42 objects have a probability above 50% to have had a perihelion distance inferior to 0.3 AU in the past, and non-zero encounter probability with the Earth with a velocity smaller than 20 km s^{-1} .

It is thus dynamically possible for an NEO that has experienced close approaches to the Sun in the past to encounter the Earth and result in a meteorite fall. This could be the case for ca. 0.7% of inventoried NEOs. NEOs smaller than 10 m are estimated of the order of a billion but are not observed due to the current detection limit. Despite the low probability, this leaves several million meter-sized NEOs that could have had perihelia inside Mercury orbit and produce meteorite falls. Fragmentation of a C-type asteroid into a swarm of small Earth-crossing objects is also realistic. It is invoked for the formation of the Geminid meteoroids that would have formed from 3200 Phaethon near perihelion (Gustafson, 1989; Williams and Wu, 1993).

5. Conclusions

We demonstrate that radiative heating is a possible mechanism for heating small carbonaceous meteoroids at temperatures up to ca. 1000 K. Achieving such high temperatures requires a favorable set of conditions (orbit, size, etc.) which certainly represent low probability events. However, CK (and CV) meteorites are rare objects, representing only 0.49% (in number) of known meteorites.

Radiative heating would be a secondary process affecting small fragments of asteroids. It should not be considered a parent-body process, in the sense that it did not occur on the asteroid before its disruption. Greenwood et al. (2010) proposed a single thermally stratified parent body for CVs and CKs, with the most metamorphosed lithologies (CKs) in the core and the less heated ones (CVs) at the surface, similarly to the classical model retained for ordinary chondrites (e.g. Tieloff, 2003; Wood, 2003). Recent paleomagnetic studies on CVs suggest that the natural remanent magnetization measured on these samples is consistent with a core dynamo (Weiss et al., 2010; Elkins-Tanton et al., 2011; Humayun and Weiss, 2011). The CV parent body would then be a partially differentiated planetesimal composed of a metallic core, a melted mantle, and a chondritic crust with CV3 lithologies at the top and more metamorphosed lithologies such as CK4–6 at depth. These parent-body models, however, fail to account for the peculiar texture of CK matrices which are not consistent with durations of several Myr implied by radioactive decay. Radiative heating, on the other hand, provides a mechanism that allows durations of thermal events of the order of days or years, intermediate between the timescales of shock events and radioactive decay.

In all cases, accepting a single parent body for CV and CK chondrites, a catastrophic impact is necessary to disrupt the object. Polymict breccia containing clasts of CVs and CKs of different petrologic types within a same meteorite (as is known for OCs or Rumurutites)

would be strong evidence that the parent body was thermally stratified. No such breccia, however, are currently known in the CV and CK groups. On the other hand, among a swarm of objects formed by the disruption of an initially homogeneous CV3-type parent body, objects with different petrologic types could be obtained by radiative heating, depending on their sizes and heliocentric distances.

We demonstrate that radiative heating should be considered as a plausible source of heat for C-type meteoroids. Further petrological studies of CV–CK meteorites and experimental work aimed at reproducing matrix textures will be needed to test this model, and the thermal regime it implies, against other “classical” sources of heat such a radioactive decay and shock that could also have played a role in the metamorphism of CV and CK chondrites. Also, dating the metamorphic event that affected CKs could disprove the present model, if unambiguously old ages were obtained.

Acknowledgments

The authors are indebted to Matthieu Gounelle and Alessandro Morbidelli for enlightening discussions and to Michelle Denise for sharing her most extensive knowledge of the petrology and mineralogy of meteorites. Alan Rubin and an anonymous reviewer are thanked for constructive reviews that improved this manuscript. This work has been supported by a PNP grant.

References

- Akai, J., 1988. Incompletely transformed serpentine-type phyllosilicates in the matrix of Antarctic CM chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1593–1599.
- Alexeev, V.A., 2003. Meteorite ablation evaluated from data on the distribution of cosmogenic neon isotopes. *Sol. Syst. Res.* 37, 207–217.
- Alexeev, V.A., 2004. Meteorite ablation evaluated from the data on the density of cosmic-ray tracks. *Sol. Syst. Res.* 38, 194–202.
- Alexeyeva, K.N., 1958. Physical properties of stony meteorites and their interpretation in the light of hypotheses regarding the origin of the meteorites (in Russian). *Meteoritika* 16, 67–77.
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., Mostefaoui, S., 2005. Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature* 435, 1071–1074.
- Belskaya, I.N., Shevchenko, V.G., 2000. Opposition effect of asteroids. *Icarus* 147, 94–105.
- Bland, P.A., Artemieva, N.A., 2003. Efficient disruption of small asteroids by Earth's atmosphere. *Nature* 424, 288–291.
- Bland, P.A., Cressey, G., Menzies, O.N., 2004. Modal mineralogy of carbonaceous chondrites by X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Meteorit. Planet. Sci.* 39, 3–16.
- Blum, J.D., Wasserburg, G.J., Hutcheon, I.D., Beckett, J.R., Stolper E.M., 1989. Origin of opaque assemblages in C3V meteorites: Implications for nebular and planetary processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 543–556.
- Bowell, E., et al., 1989. Application of photometric models to asteroids. In: Binzel, R.P., Gehrels, T., Matthews, M.S. (Eds.), *Asteroids II*, University of Arizona Press, Tucson, pp. 524–556.
- Brearley, A.J., 2009. Matrix olivines in the metamorphosed CK chondrite NWA 1628: Possible affinities to olivines in the matrices of oxidized CV3 chondrites and dark inclusions. *Lunar Planet. Sci.* XL, 1791 (abstract).
- Brecher, A., Arrhenius, G., 1974. The paleomagnetic record in carbonaceous chondrites: Natural remanence and magnetic properties. *J. Geophys. Res.* 79, 2081–2106.
- Britt, D.T., Consolmagno, G.J., 2000. The porosity of dark meteorites and the structure of low-albedo asteroids. *Icarus* 146, 213–219.
- Britt, D.T., Consolmagno, G.J., 2003. Stony meteorite porosities and densities: a review of the data through 2001. *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 1161–1180.
- Bus, S.J., Binzel, R.P., 2002. Phase II of the small Main-Belt asteroid spectroscopic survey: a feature-based taxonomy. *Icarus* 158, 146–177.
- Busemann, H., Alexander, C.M.O'D., Nittler, L.R., 2007. Characterization of insoluble organic matter in primitive meteorites by microRaman spectroscopy. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, 1387–1416.

- Caffee, M.W., Nishiizumi, K., Matsumoto, Y., Matsuda, J., Komura, K., Nakamura, N., 2000. Noble gases and cosmogenic radionuclides in the Kobe CK meteorite. *Meteorit. Planet. Sci. Suppl.* 35, 37–38.
- Campins, H., Kelley, M.S., Fernández, Y., Licandro, J., Hargrove, K., 2009. Low perihelion Near-Earth asteroids. *Earth, Moon, Planets* 105, 159–165.
- Čapek, D., Vokrouhlický, D., 2010. Thermal stresses in small meteoroids. *Astron. Astrophys.* 519, A75.
- Chaumard, N., Devouard, B., Zanda, B., Ferrière, L., 2009a. The link between CV and CK carbonaceous chondrites based on parent body processes. *Meteorit. Planet. Sci.* 44, A49 (abstract).
- Chaumard, N., Devouard, B., Zanda, B., Provost, A., 2009b. Radiative heating of NEO C-type asteroids, a plausible cause of metamorphism for CK chondrites? *Meteorit. Planet. Sci.* 44, A49 (abstract).
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1999. Oxygen isotope studies of carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2089–2104.
- Clayton, R.N., Onuma, N., Grossman, L., Mayeda, T.K., 1977. Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 34, 209–224.
- Consolmagno, G.J., Wignarajah, D.P., Britt, D.T., 2007. Bulk densities of assorted CK chondrites, primitive achondrites, and bencubbin. *Meteorit. Planet. Sci.* 42, A33 (abstract).
- Consolmagno, G.J., Britt, D.T., Macke, R.J., 2008. The density and porosity of carbonaceous chondrites: a new look. *Meteorit. Planet. Sci.* 43, A34 (abstract).
- Corrigan, C.M., Zolensky, M.E., Dahl, J., Long, M., Weir, J., Sapp, C., Burkett, P.J., 1997. The porosity and permeability of chondritic meteorites and interplanetary dust particles. *Meteoritics* 32, 509–515.
- Craig, J.R., 1973. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system. *Am. J. Sci.* 273-A, 496–510.
- Crank, J., Nicolson, P., 1947. A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. *Proc. Cambridge Philos. Soc.* 43, 50–67.
- Delbo, M., Michel, P., 2011. Temperature history and dynamical evolution of (101955) 1999 RQ 36: a potential target for sample return from a primitive asteroid. *Astrophys. J. Lett.* 728, L42.
- Devouard, B., Ferrière, L., Zanda-Hewins, B., Messaoudi, M., 2006. Mineralogy and petrology of TNZ 057 (C4) and comparison to the CV and CK groups. *Meteorit. Planet. Sci.* 41, A203 (abstract).
- Dodd, R.T., 1981. *Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, New York.
- Elkins-Tanton, L.T., Weiss, B.P., Zuber, M.T., 2011. Chondrites as samples of differentiated planetesimals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 1–10.
- Farinella, P., Davis, D.R., 1992. Collision rates and impact velocities in the Main Asteroid Belt. *Icarus* 97, 111–123.
- Farinella, P., et al., 1994. Asteroids falling into the Sun. *Nature* 371, 314–317.
- Fuchs, L.H., 1971. Occurrence of wollastonite, rhönite, and andradite in the Allende meteorite. *Am. Min.* 56, 2053–2068.

- Geiger, T., Bischoff, A., 1991. The CK chondrites – Conditions of parent body metamorphism. *Meteoritics* 26, 337 (abstract).
- Ghosh, A., McSween, H.Y., 1999. Temperature dependence of specific heat capacity and its effect on asteroid thermal models. *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 121–127.
- Ghosh, A., Weidenschilling, S.J., McSween, H.Y., Rubin, A., 2006. Asteroidal heating and thermal stratification of the asteroidal belt. In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y., (Eds.), *Meteorites and the Early Solar System II*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 555–566.
- Gorin, V.D., Alexeev, V.A., Ustinova, G.K., 2008. Pre-atmospheric size and orbit of the Bukhara CV3-chondrite. *Lunar Planet. Sci.* XXXIX, 1012 (abstract).
- Gounelle, M., Morbidelli, A., Bland, P.A., Spurny P., Young, E.D., Sephton, M., 2008. Meteorites from the Outer Solar System? In: Barucci, M.A., Boehnhardt, H., Cruikshank, D.P., Morbidelli, A., (Eds.), *The Solar System beyond Neptune*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 525–541.
- Greenwood, R.C., Kearsley, A.T., Franchi, I.A., 2003. Are CK chondrites really a distinct group or just equilibrated CVs? *Meteorit. Planet. Sci.* 38, A96 (abstract).
- Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Kearsley, A.T., Alard, O., 2004. The Relationship between CK and CV chondrites: A single parent body source? *Lunar Planet. Sci.* XXXV, 1664 (abstract).
- Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Kearsley, A.T., Alard, O., 2010. The relationship between CK and CV chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 1684–1705.
- Gustafson, B.A.S., 1989. Geminid meteoroids traced to cometary activity on Phaethon. *Astron. Astrophys.* 225, 533–540.
- Harris, A.W., 1996. The rotation rates of very small asteroids: Evidence for ‘rubble pile’ structure. *Lunar Planet. Sci.* 27, 493–494 (abstract).
- Harris, A.W., 1998. A thermal model for near-Earth asteroids. *Icarus* 131, 291–301.
- Harris, A.W., Lagerros, J.S.V., 2002. Asteroids in the thermal infrared. In: Bottke, W.F., Cellino, A., Paolicchi, P., Binzel, R.P., (Eds.), *Asteroids III*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 205–218.
- Hergenrother, C.W., Whiteley, R.J., 2011. A survey of small fast rotating asteroids among the near-Earth asteroid population. *Icarus* 214, 194–209.
- Heymann, D., 1967. On the origin of hypersthene chondrites: Ages and shock effects of black chondrites. *Icarus* 6, 189–221.
- Howard, K.T., Benedix, G.K., Bland, P.A., Cressey, G., 2010. Modal mineralogy of CV3 chondrites by X-ray diffraction (PSD-XRD). *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 5084–5097.
- Humayun, M., Weiss, B.P., 2011. A common parent body for Eagle Station pallasites and CV chondrites. *Lunar Planet. Sci.* XLII, 1507 (abstract).
- Huss, G.R., Lewis, R.S., 1994. Noble gases in presolar diamonds II: Component abundances reflect thermal processing. *Meteoritics* 29, 811–829.

- Huss, G.R., Rubin, A.E., Grossman, J.N., 2006. Thermal metamorphism in chondrites. In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y., (Eds.), *Meteorites and the Early Solar System II*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 567–586.
- Jewitt, D., Li, J., 2010. Activity in Geminid parent (3200 Phaethon). *Astron. J.* 140, 1519–1527.
- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wang, D., Wasson, J.T., 1989. Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2747–2767.
- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wasson, J.T., 1991. The compositional classification of chondrites. V – The Karoonda (CK) group of carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 881–892.
- Keil, K., Stöffler, D., Love S.G., Scott, E.R.D., 1997. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 349–363.
- Krause, M., Blum, J., Skorov, Y.V., Tieloff, M., 2011a. Thermal conductivity measurements of porous dust aggregates: I. Technique, model and first results. *Icarus* 214, 286–296.
- Krause, M., Henke, S., Gail, H.-P., Tieloff, M., Blum, J., Skorov, YuV., Schwarz, W.H., Kleine, T., 2011b. Modeling the early thermal evolution of meteorite parent bodies based on new thermal conductivity measurements of highly porous aggregates. *Lunar Planet. Sci.* XLII, 2696 (abstract).
- Krot, A.N., Scott, E.R.D., Zolensky, M.E., 1995. Mineralogical and chemical modification of components in CV3 chondrites: Nebular or asteroidal processing? *Meteoritics* 30, 748–775.
- Kullerød, G., Yund, R.A., 1962. The Ni-S system and related minerals. *J. Petrol.* 3, 126–175.
- Lagerros, J.S.V., 1996. Thermal physics of asteroids: I. Effects of shape, heat conduction and beaming. *Astron. Astrophys.* 310, 1011–1020.
- Langseth, M.G., Keihm, S.J., Peters, K., 1976. Revised lunar heat-flow values. *Proc. Lunar Sci. Conf.* VII, 3143–3171.
- Lebofsky, L.A., Spencer, J.R., 1989. Radiometry and thermal modelling of asteroids. In: Binzel, R.P., Gehrels, T., Matthews, M.S. (Eds.), *Asteroids II*, University of Arizona Press, Tucson, pp. 128–147.
- Lebofsky, L.A., et al., 1986. A refined “standard” thermal model for asteroids based on observations of 1 Ceres and 2 Pallas. *Icarus* 68, 239–251.
- Lee, M.R., Hutchinson, R., Graham, A.L., 1996. Aqueous alteration in the matrix of the Vigarano (CV3) carbonaceous chondrite. *Meteoritics* 31, 477–483.
- Lim, L.F., McConnochie, T.H., Bell, J.F., Hayward, T.L., 2005. Thermal infrared (8–13 μm) spectra of 29 asteroids: the Cornell Mid-Infrared Asteroid Spectroscopy (MIDAS) Survey. *Icarus* 173, 385–408.
- Marchi, S., Delbo, M., Morbidelli, A., Paolicchi, P., Lazzarin, M., 2009. Heating of near-Earth objects and meteoroids due to close approaches to the Sun. *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 400, 147–153.
- Matsui, T., Osako, M., 1979. Thermal properties measurements of Yamato Meteorites. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.* 15, 243–252 (Special Issue).

- Matsumoto, Y., Matsumoto, T., Matsuda, J.-I., Nakamura, N., 2002. A noble gas study of the Kobe (CK4) chondrite by a stepwise heating method. *Geochim. J.* 36, 341–353.
- McCausland, P.J.A., Samson, C., McLeod, T., 2011. Determination of bulk density for small meteorite fragments via visible light 3-D laser imaging. *Meteorit. Planet. Sci.* 46, 1097–1109.
- Menzies, O.N., Bland, P.A., Cressey, G., Berry, F.J., 2002. A quantitative modal mineralogy study of ordinary chondrites using X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Lunar Planet. Sci.* XXXIII, 1500 (abstract).
- Menzies, O.N., Bland, P.A., Berry, F.J., Cressey, G., 2005. A Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction study of ordinary chondrites: Quantification of modal mineralogy and implications for redox conditions during metamorphism. *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1023–1042.
- Michel, P., Delbo, M., 2010. Orbital and thermal evolutions of four potential targets for a sample return space mission to a primitive near-Earth asteroid. *Icarus* 209, 520–534.
- Michel, P., Morbidelli, A., Bottke, W.F., 2005. Origin and dynamics of near-Earth objects. *C. R. Phys.* 6, 291–301.
- Morbidelli, A., Gladman, B., 1998. Orbital and temporal distributions of meteorites originating in the asteroid belt. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 999–1016.
- Morbidelli, A., Bottke, W.F., Froeschlé, Ch., Michel, P., 2002. Origin and evolution of near-Earth objects. In: Bottke, W.F., Cellino, A., Paolicchi, P., Binzel, R.P. (Eds.), *Asteroids III*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 409–422.
- Morrison, D., 1977. Asteroids sizes and albedos. *Icarus* 31, 185–220.
- Morrison, D., Lebofsky, L.A., 1979. Radiometry of asteroids. In: Gehrels, T. (Ed.), *Asteroids*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 184–205.
- Nakamura, T., 2005. Post-hydration thermal metamorphism of carbonaceous chondrites. *J. Miner. Petrol. Sci.* 100, 260–272.
- Neff, K.E., Richter, K., 2006. Opaque assemblages in CK and CV carbonaceous chondrites. *Lunar Planet. Sci.* XXXVII, 1320 (abstract).
- Noguchi, T., 1993. Petrology and mineralogy of CK chondrites: Implications for the metamorphism of the CK chondrite parent body. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorit.* 6, 204–233.
- Ohnishi, I., Tomeoka, K., Ishizaki, N., 2007. Microinclusion-rich vesicular olivine in the Karoonda CK4 chondrite: Transmission electron microscopy. *J. Miner. Petrol. Sci.* 102, 346–351.
- Ohtsuka, K., et al., 2009. Solar-radiation heating effects on 3200 Phaethon. *Publ. Astron. Soc. Japan* 61, 1375–1387.
- Opeil, C.P., Consolmagno, G.J., Britt, D.T., 2010. The thermal conductivity of meteorites: New measurements and analysis. *Icarus* 208, 449–454.
- Pravec, P., et al., 2005. Tumbling asteroids. *Icarus* 173, 108–131.
- Robie, R.A., Hemmingway, B.S., Fisher, J.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar pressure and at higher temperature. *Geol. Surv. Bull.* 1452–1452.
- Rubin, A.E., 1991. Silicate darkening and heterogeneous plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Meteoritics* 26, 389 (abstract).

- Rubin, A.E., 1992. A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1705–1714.
- Salisbury, J.W., D'Aria, D.M., Jarosewich, E., 1991. Midinfrared (2.5–13.5 microns) reflectance spectra of powdered stony meteorites. *Icarus* 92, 280–297.
- Scheirich P., et al., 2010. The shape and rotation of asteroid 2008 TC₃. *Meteorit. Planet. Sci.* 45, 1804–1811.
- Scherer, P., Schultz, L., 2000. Noble gas record, collisional history, and pairing of CV, CO, CK, and other carbonaceous chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 145–153.
- Scott, E.R.D., Keil, K., Stöffler, D., 1992. Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 4281–4293.
- Spencer, J.R., Lebofsky, L.A., Sykes, M.V., 1989. Systematic biases in radiometric diameter determinations. *Icarus* 78, 337–354.
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E.R.D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- Szurgot, M., 2011. On the specific heat capacity and thermal conductivity of meteorites. *Lunar Planet. Sci.* XLII, 1150 (abstract).
- Tachibana, Y., Kitamura, M., Hirajima, T., Nakamura, N., 2002. Equilibration temperature of the Kobe meteorite. *Geochem. J.* 36, 323–332.
- Tholen, D.J., 1984. Asteroid taxonomy from cluster analysis of photometry. Thesis, University of Arizona, Tucson.
- Tomeoka, K., Ohnishi, I., Nakamura, N., 2001. Silicate darkening in the Kobe CK chondrite: Evidence for shock metamorphism at high temperature. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 1535–1545.
- Tomeoka, K., Kojima, T., Ohnishi, I., Ishii, Y., Nakamura, N., 2005. The Kobe CK carbonaceous chondrite: Petrography, mineralogy and metamorphism. *J. Miner. Petrol. Sci.* 100, 116–125.
- Trieloff, M., et al., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature* 422, 502–506.
- Vosteen, H.-D., Schellschmidt, R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Phys. Chem. Earth* 28, 499–509.
- Waples, D.G., Waples, J.S., 2004. A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurfaces fluids. Part 1: Minerals and nonporous rocks. *Natural Resour. Res.* 13, 97–122.
- Weinbruch, S., Armstrong, J., Palme, H., 1994. Constraints on the thermal history of the Allende parent body as derived from olivine-spinel thermometry and Fe/Mg interdiffusion in olivine. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1019–1030.
- Weiss, B.P., et al., 2010. A partially differentiated parent body for CV chondrites? *Lunar Planet. Sci.* XLI, 1688 (abstract).
- Wilkening, L.L., 1978. Carbonaceous chondritic materials in the solar system. *Naturwissenschaften*, 65, 73–79.
- Williams, I.P., Wu, Z., 1993. The Geminid meteor stream and asteroid 3200 Phaethon. *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 262, 231–248.

Wood, J.A., 2003. Of asteroids and onions. *Nature* 422, 479–481.

Yomogida, K., Matsui, T., 1983. Physical properties of ordinary chondrites. *J. Geophys. Res.* 88, 9513–9533.

Yomogida, K., Matsui, T., 1984. Multiple parent bodies of ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 34–42.

Figure captions

Figure 1: Maximal surface temperature of a body vs. heliocentric distance. The perihelia of 2005 HC4 and 3200 Phaeton are indicated, as well as the mean heliocentric distance of Mercury. **Continuous line:** Temperature at the subsolar point for a slowly rotating object in instantaneous equilibrium with radiative heat from the Sun (parameters: $A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$). **Dotted line:** The same except that $A = 0.1$. Surface temperatures are not significantly changed despite the difference in albedo. **Dashed line:** Surface temperature for an object in fast rotation, considered to be isothermal ($A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$).

Figure 2: Oscillations of temperature with depth during a spin rotation for an object with a non-isothermal surface and the orbital coordinates of 2005 HC4. Each curve represents the temperature profile from surface inwards for successive time increments of one 16th of the rotation period. Profiles shown are calculated at the point of the orbit for which maximal temperature at core is reached (0.102 AU). $T_{\text{rot}} = 5$ h, $A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$, $\rho_b = 2.625$ g cm⁻³, $k = 1.5$ W m⁻¹ K⁻¹.

Figure 3: Core vs. maximal surface temperature for objects with different radii, using an isothermal and a non-isothermal model. Arrows indicate the temperature path along the object orbit. Orbital parameters are those of 2005 HC4. $T_{\text{rot}} = 5$ h, $A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$, $\rho_b = 2.625$ g cm⁻³, $k = 1.5$ W m⁻¹ K⁻¹.

Figure 4: Maximal core temperatures achieved vs. radius of the object. $A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$, $\rho_b = 2.625 \text{ g cm}^{-3}$. **Filled symbols:** Isothermal surface model. Orbital parameters of 2005 HC4 with $k = 1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (**circles**), $k = 1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (**squares**) and $k = 0.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (**triangles**); Orbital parameters of 3200 Phaethon with $k = 1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (**diamonds**). **Open symbols:** Non-isothermal surface model. Orbital parameters of 2005 HC4 with $k = 1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (**circles**).

Figure 5: Surface and core temperature for objects with radii of 0.5 and 1 meters. Surface temperatures are calculated assuming the isothermal model and are similar for both objects. Orbital parameters of 2005 HC4. $A = 0.01$, $\varepsilon = 0.9$, $\rho_b = 2.625 \text{ g cm}^{-3}$, and $k = 1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Figure 6: Size (equivalent radius) distributions of known CV and CK meteorites, along with the corresponding masses. Equivalent radii are calculated assuming the objects are spherical, with a grain density of 3.5 g cm^{-3} and a porosity of 17 and 24% for CV and CK, respectively. The $> 16.5 \text{ cm}$ class contains only Allende (2 tons). Data from the Meteoritical Bulletin Database (<http://www.lpi.usra.edu/meteor>) (as of December 10th, 2009). Total number of CK is 190, total number of CV is 161.

Table 1: Summary of fundamental constants and parameters used in this work.

<i>General constants</i>	
Solar constant (S_{\odot})	1370 W m ⁻²
Interplanetary medium temperature	2.7 K
Sun–Earth distance (d_E)	150 000 000 km
<i>Parameters for surface temperature</i>	
Bolometric albedo (A)	0.01–0.1
Emissivity (ε)	0.9
<i>Parameters for heat conduction</i>	
Grain density (ρ_g)	3.5 g cm ⁻³
Bulk density (ρ_b)	2.625 g cm ⁻³
Porosity (ϕ)	25%
Thermal conductivity (k)	0.5–1.5 W m ⁻¹ K ⁻¹
Specific heat capacity (c_p)	700 J kg ⁻¹ K ⁻¹

Table 2: Orbital parameters of NEOs used in this work. Data from the Jet Propulsion

Laboratory database (<http://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb.cgi#top>). n.d. = not determined.

Name	Classification	Perihelion distance (AU)	Semi-major axis (AU)	Eccentricity	Rotation period (h)	Orbital period (yr)	Geometric albedo	Spectral type	
								Tholen	SMASSII
2005 HC4	Apollo [NEO]	0.071	1.818	0.961	n.d.	2.45	n.d.	n.d.	n.d.
3200 Phaethon	Apollo [NEO]	0.140	1.271	0.890	3.6	1.43	0.107	F	B

Table 3: Masses and sizes (equivalent radii) before and after atmospheric entry for CV and CK groups (median values) and individual meteorites selected among the biggest ones known in each group. Equivalent radii are calculated assuming the objects are spherical, with a grain density of 3.5 g cm^{-3} and a porosity of 17 and 24% for CV and CK, respectively. Data from the Meteoritical Bulletin Database (<http://www.lpi.usra.edu/meteor>) (as of December 10th, 2009).

	Mass	Equivalent radius (cm)	Theoretical preatmospheric radius (cm)	
			Ablation rate: 90% vol.	Ablation rate: 99% vol.
CV	75 g	1.8	4.0	8.5
Allende	ca. 2000 kg	54.8	118.1	254.4
Axtell	6.2 kg	8	17.2	37.1
Kaba	3 kg	6.3	13.5	29.1
Bali	1 kg	4.4	9.4	20.2
CK	33 g	1.5	3.1	6.7
NWA 1665 (CK3)	1.185 kg	4.7	10.2	21.9
Karoonda (CK4)	41.730 kg	15.5	33.3	71.7
NWA 1563 (CK5)	2.95 kg	6.4	13.8	29.7
Y-82191 (CK6)	147.5 g	2.4	5.1	10.9

Figure 1

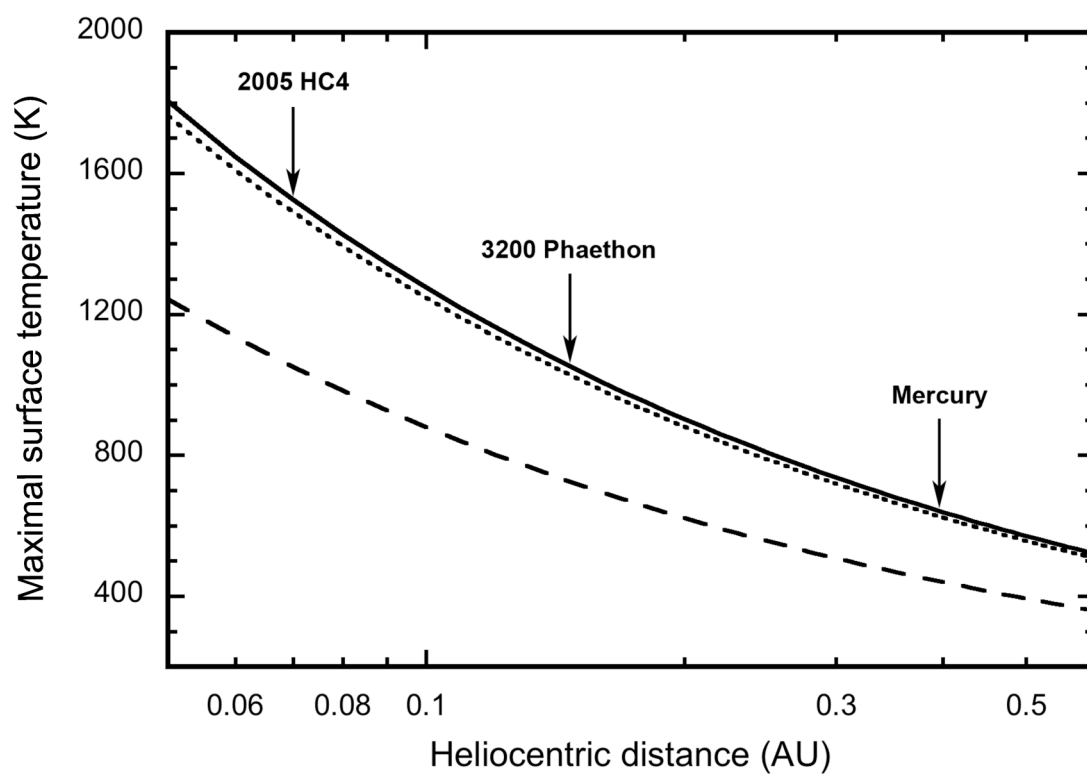


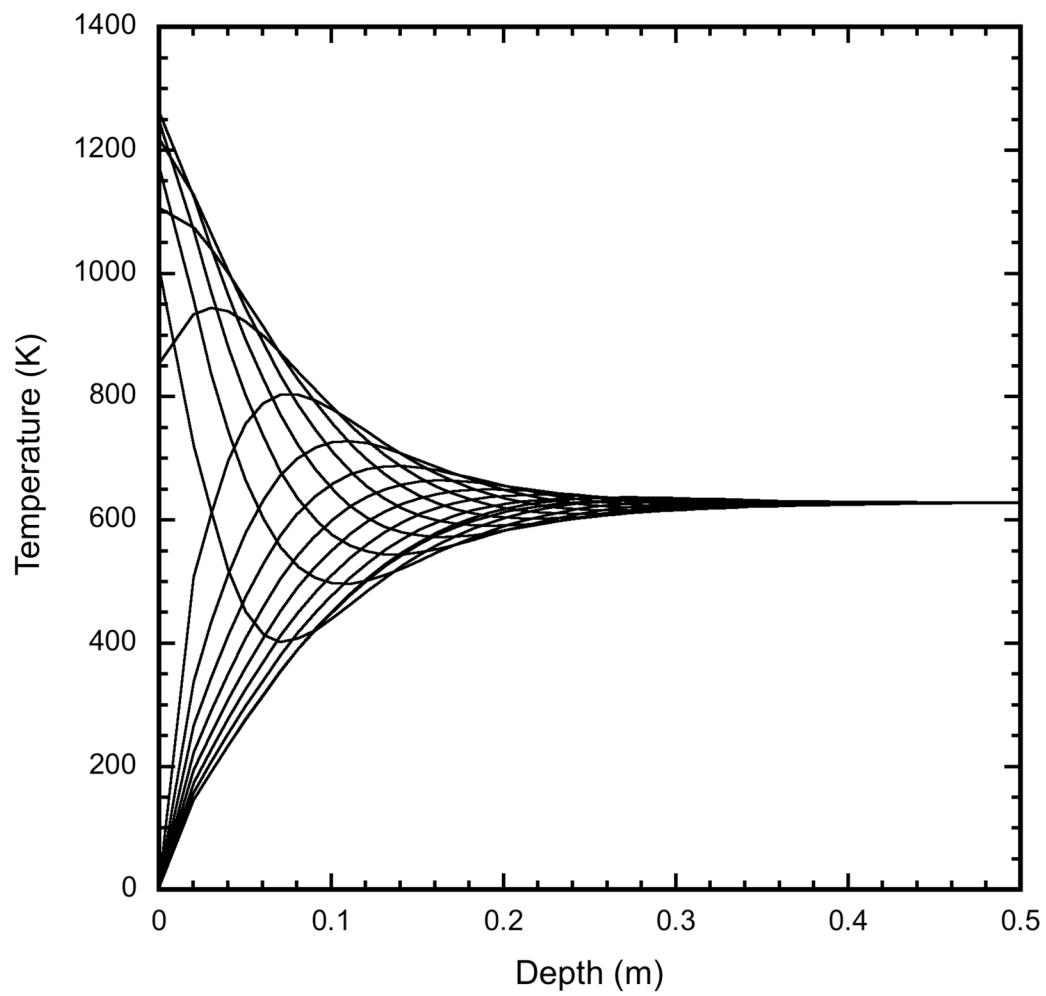
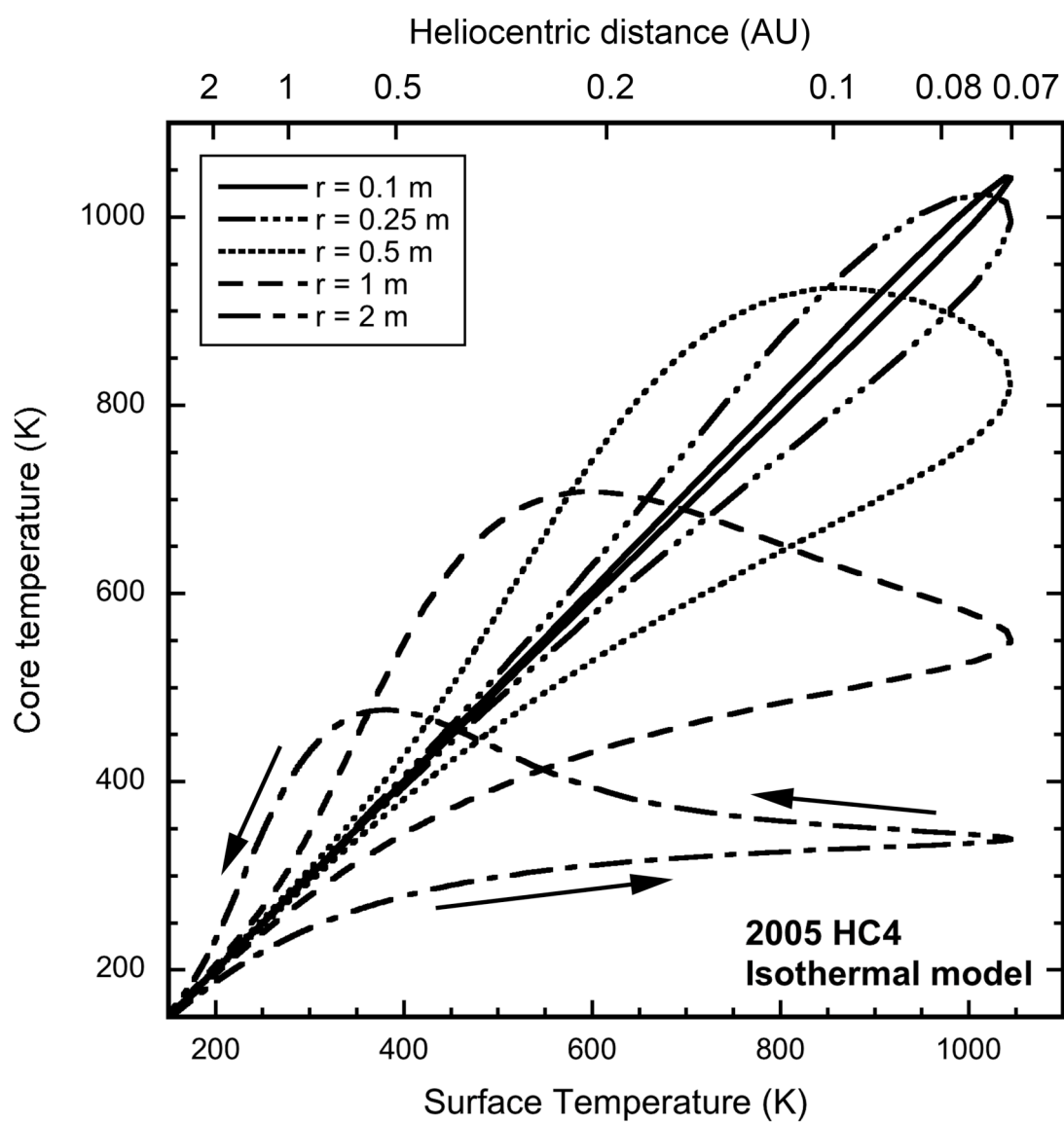
Figure 2

Figure 3



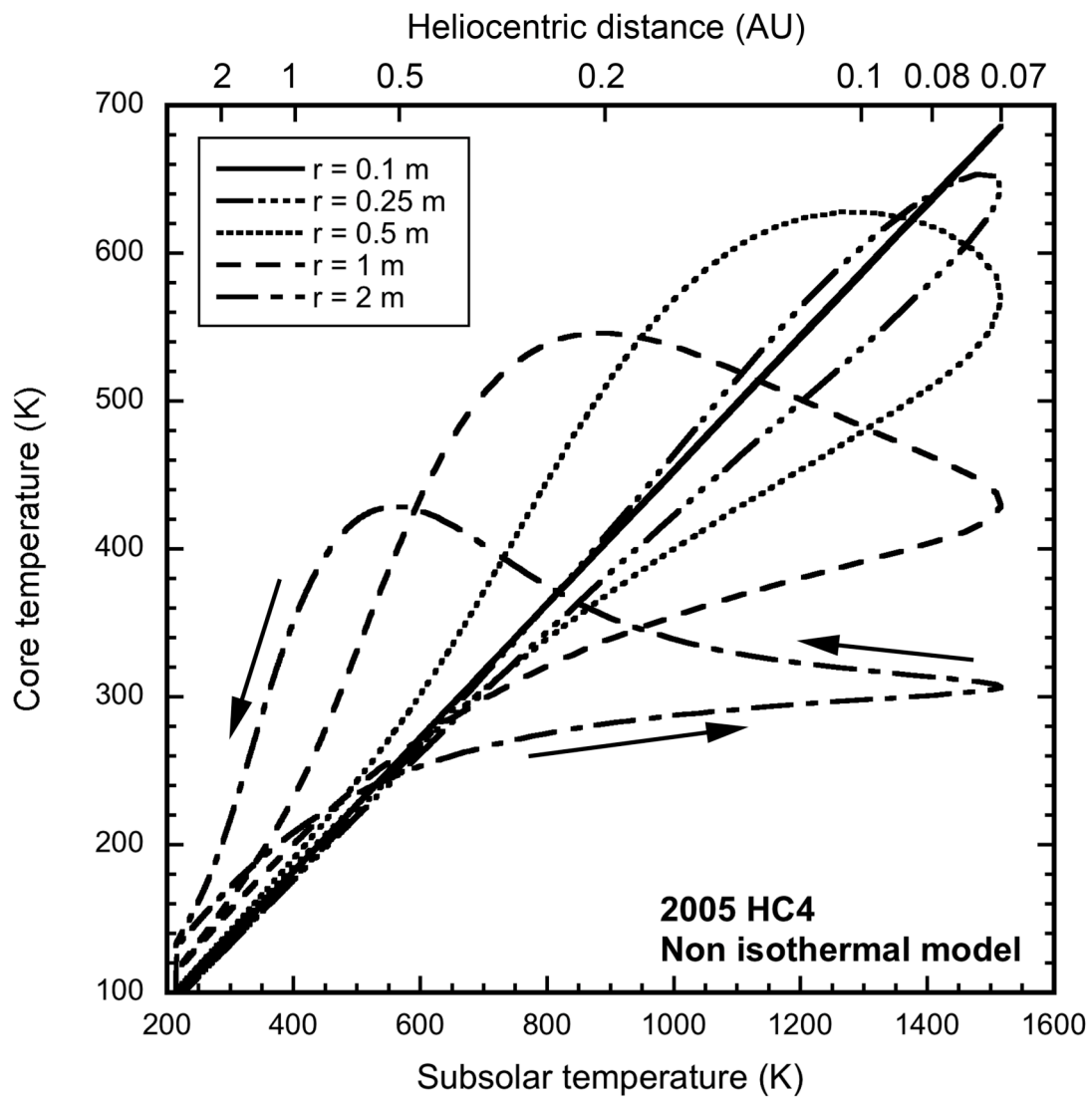


Figure 4

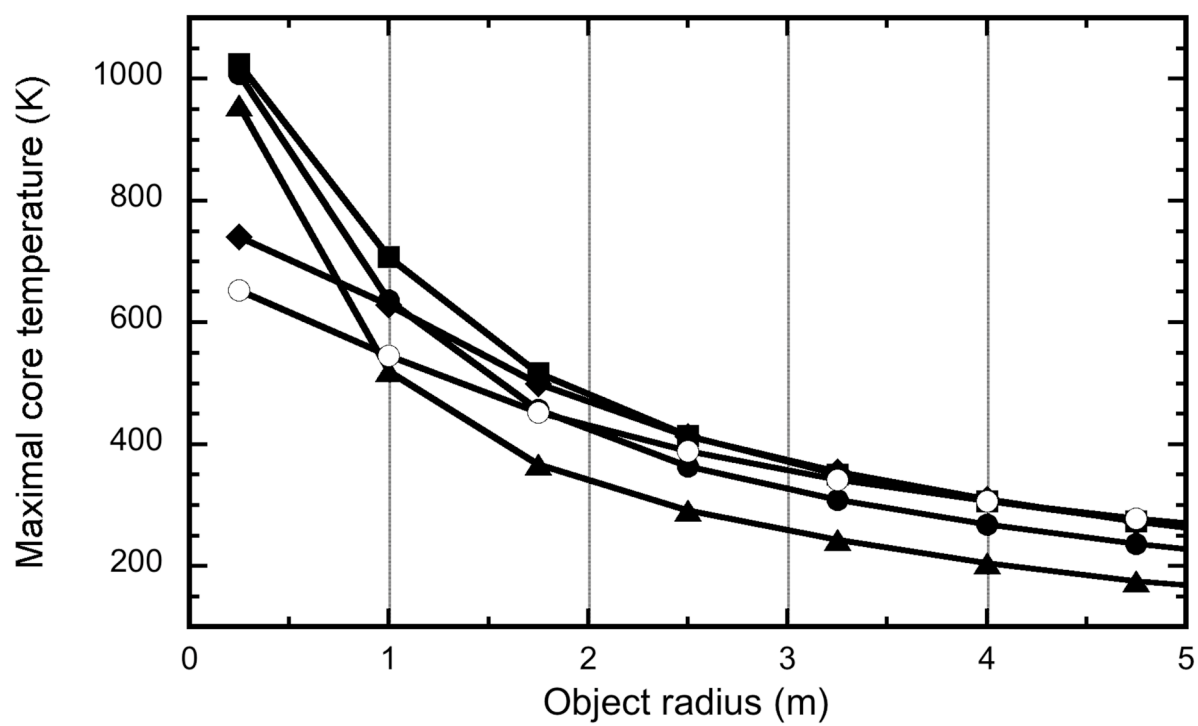


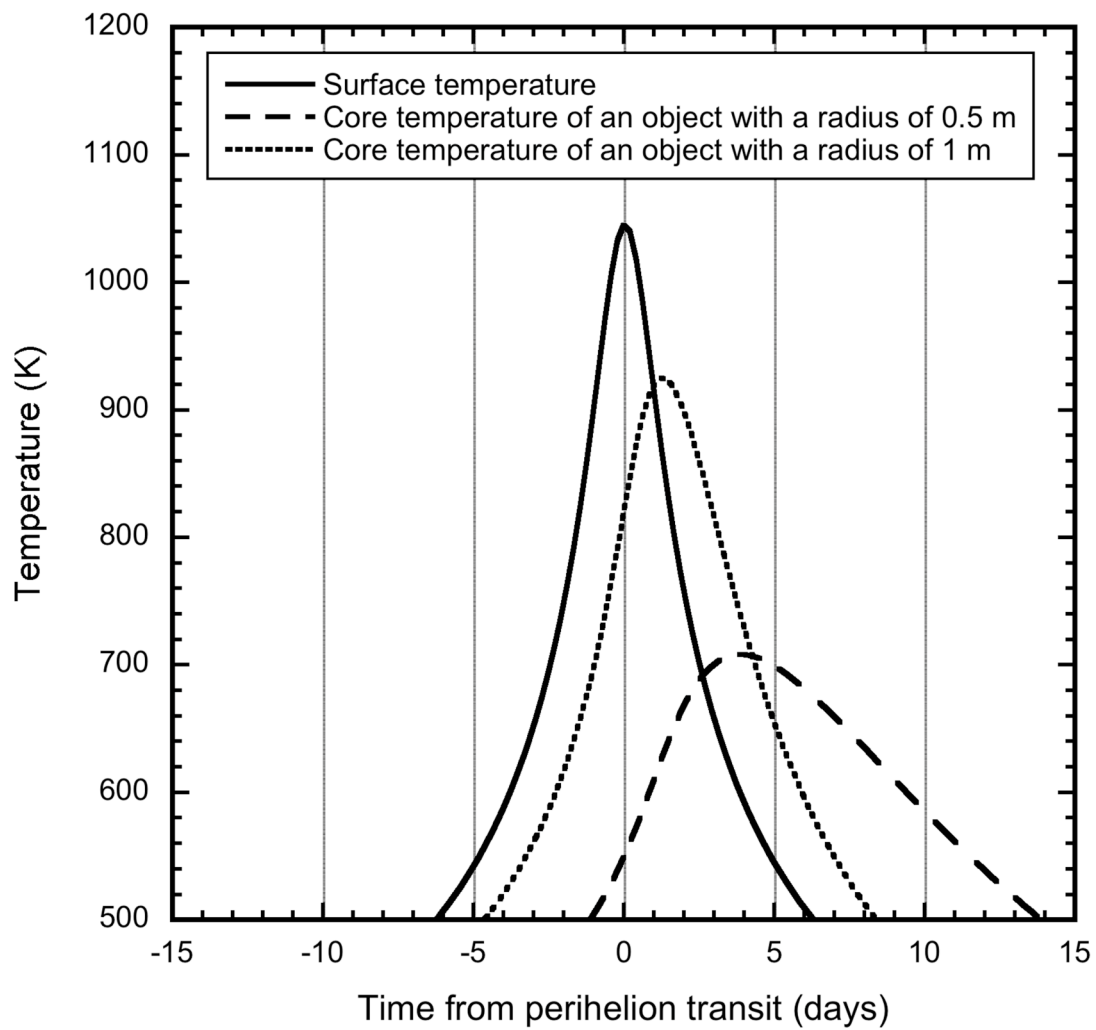
Figure 5

Figure 6

